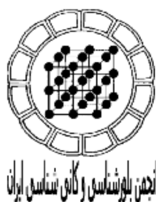
مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

سال بیست و ششم، شمارهٔ دوم، تابستان ۹۷، از صفحهٔ ۴۵۵ تا ۴۷۸




# سن‌سنجی U-Pb بر بلورهای زیرکن، نسبت‌های ایزوتوپی Sr-Nd و زمین شیمی گنبدهای آداکیتی نئوژن کمان ماگمایی قوچان- اسفراین، شمال شرق ایران

**سارا گردیده*، حبیب الله قاسمی، محمود صادقیان**

*گروه پترولوژی و زمین شناسی اقتصادی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران*

(دریافت مقاله: ۹۶/۴/۲۱، نسخه نهایی: ۹۶/۸/۶)

**چکیده:** نوار ماگمایی نئوژنی قوچان- اسفراین (در شمال نوار افیولیتی سبزوار) دربردارنده گنبدهای آداکیتی نئوژن با طیف ترکیبی آندزیت تا ریولیت است که آشکارا سنگ‌های رسوبی ژوراسیک، مجموعه آتشفشانی- رسوبی ائوسن، سنگ‌های رسوبی میوسن و حتی گاهی سنگ‌جوش پلیوسن را قطع کرده‌اند. اصلی‌ترین کانی‌های سازنده سنگ‌های گنبدها را پلاژیوکلاز و آمفیبول تشکیل می‌دهند که در زمینه‌ای از بافت‌های متنوع فلسیتی پورفیری، ریزسنگ پورفیری، غربالی، جریانی و گلومروپورفیری قرار دارند. سرشت آهکی-قلیایی و متاآلومین تا پرآلومین، غنی‌شدگی از عناصر سنگ‌دوست بزرگ یون (LILE) و عناصرخاکی نادر سنگین (LREE) و تهی‌شدگی از عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) و Y در نمودارهای بهنجار شده به ترکیب گوشته اولیه و کندریت، به همراه مقادیر بالای $Na_2O$، $Al_2O_3$، Sr، نسبت بالای Sr/Y، نسبت پایین $K_2O/Na_2O$ و تهی‌شدگی از عناصر با پتانسیل یونی بالا (HFSE) در این سنگ‌ها از نشانه‌های بارز ماگماهای آداکیتی کمان‌های فرورانش جوان است. به‌علاوه، این سنگ‌ها دارای نسبت‌های ایزوتوپی آغازین $^{87}Sr/^{86}Sr$ (۰٫۷۰۳۹۰ تا ۰٫۷۰۵۶۲) و Nd(t) (۰٫۸۶- تا ۴٫۹۸+) هستند که نشان دهنده خاستگاه آنها از ذوب‌بخشی ورقه اقیانوسی همراه با آلودگی مواد پوسته‌ای است. سن جایگزینی این سنگ‌ها در نوار ماگمایی قوچان - اسفراین از طریق سن‌سنجی U-Pb بر زیرکن‌های جدا شده ۰٫۲۴± ۱۷٫۸۳ تا ۰٫۳۴± ۸٫۵۰ میلیون سال به دست آمده است. نتایج نشان می‌دهند که ماگمای مولد آن‌ها از ذوب‌بخشی ورقه اقیانوسی فرورانده شده گارنت آمفیبولیتی/ اکلوژیتی اقیانوس نئوتتیس سبزوار به زیر سنگ‌کره قاره‌ای بینالود در مرحله پس از برخورد پدید آمده است. وجود بیگانه سنگ‌ها، خوردگی و عدم تعادل شیمیایی درشت‌بلورها، بافت غربالی در پلاژیوکلازها و نسبت‌های ایزوتوپی Sr-Nd این سنگ‌ها، نشانگر عملکرد فرآیندهای تبلور جدایشی همراه با هضم و آلایش پوسته‌ای(AFC) در تشکیل و تکامل سنگ‌های آذرین این نوار است.

**واژه‌های کلیدی:** *زمین‌شیمی؛ سن‌سنجی؛ گنبدهای آدکیتی؛ فرورانش؛ نئوتتیس؛ قوچان؛ سبزوار.*

**مقدمه**

واژه آداکیت، نخستین بار توسط [۱] و سپس دفان و دروموند [۲] برای تشریح گروهی از سنگ‌های سرشار از سیلیس آتشفشانی (آندزیت - داسیت - ریولیت) یا نفوذی (دیوریت - تونالیت - ترونجمیت - گرانودیوریت - گرانیت) موجود در کمان‌های ماگمایی نئوژنی وابسته به فرورانش سنگ‌کره اقیانوسی استفاده شد. به نظر این پژوهشگران، ماگمای سازنده این سنگ‌ها پیامد ذوب‌بخشی ورقه اقیانوسی فرورونده جوان داغ (با سن کمتر یا برابر با ۲۵ میلیون سال) در رخساره گارنت آمفیبولیت یا اکلوژیت است. ویژگی‌های زمین‌شیمیایی بارز آداکیت‌ها عبارتند از: $SiO_2$>۵۶ wt.% و $Al_2O_3$ >۱۵wt.% مقادیر بالای$Na_2O$ (۳٫۵wt.%< $Na_2O$<۷٫۵wt.%)، نسبت $K_2O/Na_2O$ پائین (۰٫۴۲~)، مقادیر Sr بالا (>۳۰۰ppm)، LILE بالا (> 3000 - 400 ppm) و HREE پائین

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۵۵۹۷۸۵۵۳، پست الکترونیکی: sara.gardideh@gmail.com



[ DOI: 10.29252/ijcm.26.2.455 ]

(Yb≤ ۱/۸ ppm ،Y ≤۱۸ppm) [۳-۸].

از زمان معرفی آداکیت‌ها، سنگ‌زایی و خاستگاه ماگمای سازنده آن‌ها مورد بحث بوده است. امّا وجود مقادیر زیادی گارنت± آمفیبول در مراحلی از سنگ‌زایی ماگمای آداکیتی به عنوان فاز باقیمانده/ نخستین انباشته‌های فازی تبلوریافته، حتمی است. اگرچه فراوانی سنگ‌های ماگمایی وابسته به فرورانش در ایران، احتمال حضور سنگ‌های آداکیتی را قطعی می‌نمود، امّا تنها در سال‌های اخیر است که گزارش‌هایی از وجود چنین سنگ‌هایی در ایران انتشار یافته است [۹-۲۰]. در شمال نوار افیولیتی سبزوار واقع در لبه جنوبی پهنه بینالود، یک کمان ماگمایی نئوژنی جوان متشکل از سنگ‌های آتشفشانی با ماهیت بیشتر آهکی-قلیایی تشکیل شده است که به عرض ۱۰۰ تا ۱۵۰ کیلومتر از شمال سبزوار تا جنوب قوچان و طول ۲۰۰ کیلومتر از قوچان تا اسفراین ادامه دارد. در این نوار آتشفشانی، فعالیت‌های ماگمایی از ائوسن (حدود ۴۰ میلیون سال پیش) در مجاورت نوار افیولیتی سبزوار شروع شده و تا پلیو- پلیستوسن (حدود ۲/۳ میلیون سال پیش) در سمت شمال (جنوب قوچان- اسفراین) ادامه داشته است [۱۳]. گفته می‌شود که حدود ۱۰۰ میلیون سال پیش، شاخه‌ای از حوضه اقیانوسی فعال نئوتتیس در منطقه سبزوار وجود داشته که در اواخر کرتاسه تا اوایل ترشیری بسته شده است [۲۱]. در ائوسن، سری‌های آتشفشانی - رسوبی در این حوضه بر جای مانده است. حرکات کوهزایی ائوسن پایانی - الیگوسن سبب تغییر نظام دریایی ائوسن به قاره‌ای شده و پس از آن، فعالیت-های ماگمایی فاز کوهزایی پیرنه در فاصله زمانی الیگوسن – میوسن و پلیو- پلیستوسن، باعث ظهور سنگ‌های آذرین حدواسط تا اسیدی به صورت گنبدهای نیمه عمیق آندزیتی- داسیتی و روانه‌های بازالتی شده است. در میوسن نیز، سنگ-های رسوبی مانند کنگلومرا، ماسه سنگ و مارن در حوضه‌های رسوبی منطقه نهشته شده و فاز کوهزایی آلپی پایانی سبب چین‌خوردگی ملایم آن‌ها شده است. حرکات کوهزایی پس از پلیوسن در اوایل کواترنر، سبب چین‌خوردگی نهایی، فعالیت ماگمایی و ایجاد ریخت امروزی منطقه شده است. پژوهش‌های انجام شده پیشین بر گنبدهای نیمه عمیق این کمان ماگمایی [۱۱-۲۰] نشان دهنده ویژگی آداکیتی آنهاست.

سنگ‌های آذرین پساافیولیتی در پهنه سبزوار واقع در شمال شرق ایران بررسی شده [۱۵] و در دو بخش جنوبی و شمالی پهنه افیولیتی در نظر گرفته شده‌اند که بخش جنوبی با ترکیب اسیدی (ریولیت/ریوداسیت) و بخش شمالی با ترکیب آندزیتی تا تراکی آندزیتی و داسیتی به صورت پراکنده درون مجموعه افیولیتی قابل مشاهده است. با توجه به بررسی‌های زمین‌شیمیایی این سنگ‌ها از ماهیت آهکی-قلیایی، متاآلومین تا پرآلومین برخوردار هستند و نقش تبلور جدایشی طی دگرگون ماگما برای این سنگ‌ها ثابت شده است. بررسی‌های سنگ‌شناسی و زمین‌ساختی ماگمایی بر این سنگ‌ها بیانگر تشکیل سنگ‌های پساافیولیتی پهنه سبزوار در یک محیط کمان آتشفشانی است که تشکیل ماگمای آداکیتی سازنده آن-ها را از ذوب ورقه فروروی اقیانوسی محتمل‌تر می‌دانند. همچنین نتایج سن‌سنجی U-Pb بر دانه‌های زیرکن جدا شده از نمونه‌های سنگی آداکیتی سبزوار گستره سنی ۰/۹۸ ± ۴۰/۸۶ تا ۱ ± ۵۰/۸ میلیون سال را نشان می‌دهند [۱۶]. از بررسی گرانیتوئیدهای آداکیتی درون کانال فرورانش در منطقه سلطان آباد (شمال شرق پهنه افیولیتی سبزوار) [۱۷] نیز نتایج زمین‌شیمیایی مشابهی بدست آمد و سن فعالیت ماگمایی سبزوار با روش U-Pb بر زیرکن و روش $^{40}Ar/^{39}Ar$ بر میکای سفید و آمفیبول پالئوسن پسین (۵۸ میلیون سال پیش) تعیین شد. شفائی‌مقدم و همکاران [۱۹] با بررسی سنگ‌های آتشفشانی پهنه سبزوار سن آنها را ۴۵-۴۷ میلیون سال برآورد کردند و آنها را پیامد دگرگونی مجموعه آهکی-قلیایی به آداکیتی همراه با جدایش ماگمایی و به ویژه جدایش آمفیبول دانستند. ایشان منابع گوشته‌ای دگرنهاد شده توسط گدازه‌ها یا سیال‌های برآمده از تختال فرورونده نئوتتیس در حوضه‌های اقیانوسی پشت کمانی را مسؤول فعالیت ماگمایی ائوسن در شمال شرق ایران معرفی کردند.

برخی پژوهشگران [۲۱،۲۲] پیدایش نوار آتشفشانی پساافیولیتی بین سبزوار و قوچان را ناشی از فرورانش شیب‌دار به سمت شمال سنگ‌کره اقیانوسی نئوتتیس حوضه سبزوار و مهاجرت جبهه فرورانش به سمت قوچان، از زمان ائوسن میانی به بعد دانسته‌اند.

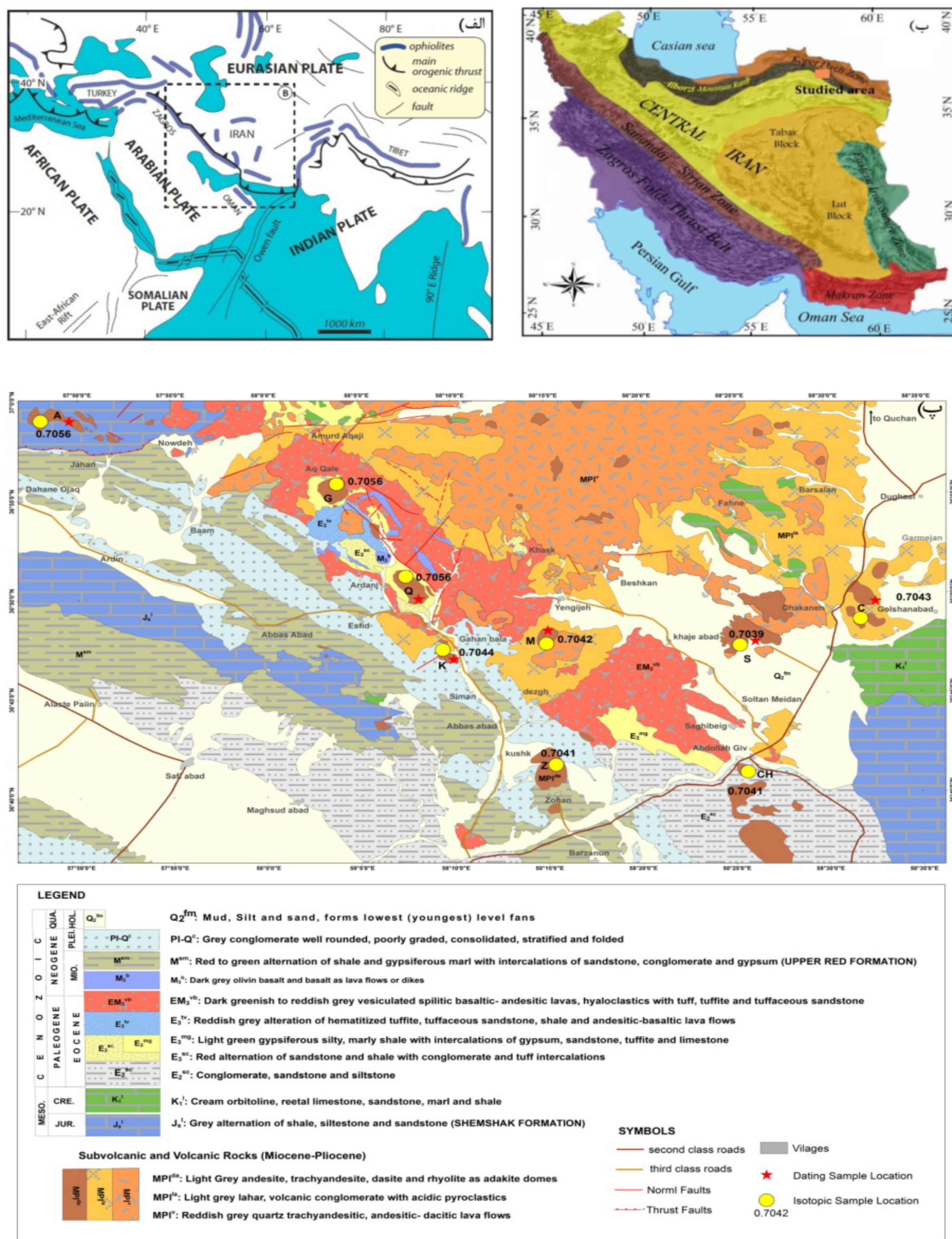
این گنبدها را می‌توان در اطراف روستاهای زهان، کاهان، مارکوه، چکنه، سرآخور، شیخ مصطفی، چارگوشی، قوچ خوار، قوچ قو، ارسنگ و خیران مشاهده کرد. به دلیل ابهام موجود درباره زمان دقیق و چگونگی تشکیل ماگمای سازنده این گنبدها، در این پژوهش، به بررسی آن‌ها با استفاده از داده‌های شیمی سنگ‌کل عناصر اصلی و کمیاب و به ویژه داده‌های ایزوتوپی Sr-Nd و سن‌سنجی U-Pb بر کانی زیرکن پرداخته‌ایم.

**زمین‌شناسی عمومی**

منطقه مورد بررسی به صورت یک نوار ماگمایی متشکل از سنگ‌های آتشفشانی آهکی-قلیایی نئوژنی در شمال نوار افیولیتی سبزوار و در پهنه بینالود واقع است. این منطقه در فاصله ۶۰ کیلومتری جنوب قوچان و ۵۰ کیلومتری شرق اسفراین، در راستای شمال غربی- جنوب‌شرقی به صورت کشیده بین طول‌های جغرافیایی ´۱۸ °۵۷ تا ´۴۷ °۵۸ شرقی و عرض‌های جغرافیایی ´۳۷ °۳۶ تا ´۵۸ °۳۶ شمالی قرار دارد (شکل ۱). بخش شمالی این کمان ماگمایی در اصل از واحدهای آذرآواری و گنبدهای آندزیتی، تراکی آندزیتی، تراکی داسیتی، داسیتی و ریولیتی به همراه روانه‌های الیوین بازالتی تشکیل شده است که به شکل گنبد، دایک و استوک در بخش‌های مختلف نوار ماگمایی قوچان - اسفراین گزارش شده‌اند [۲۳،۱۳،۱۲]، قدیمی‌ترین واحد رسوبی منطقه سازند شمشک به سن ژوراسیک است که گنبدهای نیمه عمیق ارسنگ و خیران در آن نفوذ کرده‌اند (شکل ۲ الف). سنگ‌شناسی این واحد شامل شیل های خاکستری تیره تا سیاه همراه با لایه‌های ماسه سنگ دانه‌ریز کوارتز آرنایتی است که در شمال روستای دهنه اجاق گنبد نیمه عمیق ارسنگ آن را قطع کرده است. در محل تماس توده، در شیل ها پختگی ایجاد شده و مرز گرمایی به ضخامت حدود یک متر شکل‌گرفته است. بیشتر گنبدهای نیمه عمیق منطقه به درون توالی‌های آتشفشانی- رسوبی ائوسن نفوذ کرده‌اند. این توالی‌ها بیشتر شامل بازالت و آندزیت به همراه نهشته‌های آذرآواری وابسته (لاپیلی توف، آگلومرا و برش‌های آتشفشانی)، ماسه سنگ، شیل و مارن‌های گچدار ائوسن هستند که به عنوان سنگ میزبان گنبدهای مورد نظر نیز به حساب می‌آیند (شکل ۲ ب). درونبوم‌های سیلتستونی و مارنی این واحد در تراکی آندزیت‌های گنبد قوچ قو به فراوانی دیده می‌شود. واحدهای رسوبی میوسن شامل تناوب شیل و مارن گچدار به همراه میان لایه‌های ماسه سنگ، سنگ‌جوش و سنگ گچ به رنگ قرمز تا سبز هستند (شکل ۲ ت). ضخامت این مجموعه به حدود ۹۰۰ متر می‌رسد [۲۵،۲۴] و در اطراف روستای زهان، قوچ خوار و شمال روستای گلبین، گنبدهای نیمه عمیق منطقه و دایک‌های بازالتی آن را قطع کرده‌اند.

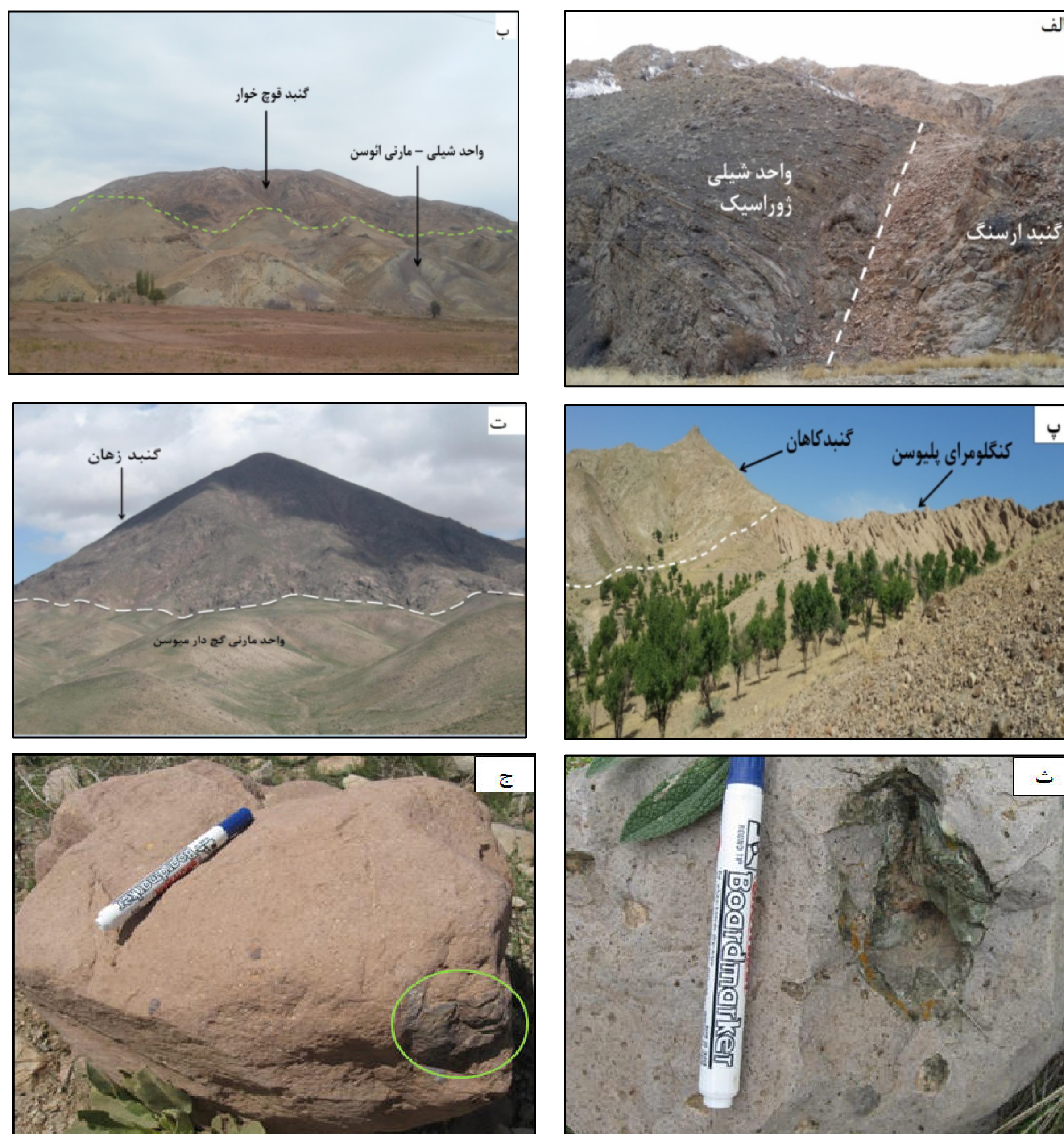
گدازه‌های الیوین بازالتی میوسن زیرین با ماهیت قلیایی در نقشه‌های زمین‌شناسی منطقه به ائوسن نسبت داده شده است ولی بررسی‌های صحرایی و تعیین سن صورت گرفته به روش K/Ar توسط قاسمی و همکاران [۱۳]، سن آنها را ۰٫۵±۱۹٫۵ میلیون سال تعیین نموده است. وجود این بازالت‌ها از ویژگی‌های بارز حوضه‌های کششی پشت کمانی الیگومیوسن شمال شرق ایران مرکزی است [۲۶-۲۸]. برخی از گنبدهای نیمه عمیق منطقه حتی در واحد سنگ‌جوشی پلیوسن نیز نفوذ کرده و آشکارا آن را قطع نموده‌اند (شکل ۲ پ). تعیین سن این گنبدها به روش K/Ar سن ۰٫۱۲±۲٫۳۳ میلیون سال (پلیوسن پسین) را برای آن‌ها به دست داده است [۱۳]. از ویژگی‌های بارز گنبدهای نیمه عمیق منطقه، حضور فراوان درونبوم‌ها درآنهاست. برخی از آنها قطعات سنگی (زینولیت) سنگ میزبان هستند که طی صعود ماگما کنده شده و به بالا حمل شده‌اند. این قطعات شامل شیست و گنیس‌های پوسته زیرین تا میانی، بازالت، آندزیت، شیل، مارن، توفی سیلتستون و بیشتر با لبه‌های ذوب شده‌ی شیشه‌ای در اندازه‌های مختلف (۵ تا ۳۰ سانتی‌متر) مربوط به سنگ‌های میزبان بیشتر با سن ائوسن هستند (شکل‌های ۲ ث و ج). اندازه این درونبوم‌ها در ماگماهای اسیدی دما-پایین درشت‌تر از ماگماهای آندزیتی با دمای بالاتر است. وجود درونبوم‌هایی از سنگ‌های آتشفشانی ائوسن، درونبوم‌های شیستی و گنیسی، مارنی، سیلتستونی و صفحه‌ای از نشانه های رخداد آلایش ماگمایی در این سنگ‌ها هستند.


[ DOI: 10.29252/ijcm.26.2.455 ]




**شکل۱** الف، ب) نقشه گسترش باقیمانده‌های اقیانوسی نئوتتیس و موقعیت افیولیت‌های ایران به همراه پهنه‌های زمین‌ساختی [۲۰]، پ) نقشه زمین شناسی ساده شده منطقه مورد بررسی [۲۵]. علائم اختصاری عبارتند از:
C: چکنه، S: شیخ مصطفی، Z: زهان، CH: چارگوشلی، M: مارکوه، Q: قوچ خوار، K: کاهان، G: قوچ قو، A: ارسنگ و خیران


[ DOI: 10.29252/ijcm.26.2.455 ]




**شکل۲** الف، ب، پ، ت) تصاویر صحرایی از رخنمون‌های گنبدهای آداکیتی نوار ماگمایی قوچان- اسفراین در واحدهای مختلف رسوبی منطقـه، ث و ج) حضور درونبوم‌های واحد شیلی – مارنی ائوسن در سنگ‌های داسیتی مارکوه (جنوب روستای ینگجه).

**روش بررسی**

از بین ۴۰۰ نمونه از سنگ‌های برداشت شده، تعداد ۲۵۰ مقطع نازک تهیه شد و مورد بررسی سنگ‌نگاری قرار گرفت. با توجه به کمترین دگرسانی و بیشترین گونه‌گونی ترکیبی، ۴۰ نمونه از سنگ‌های گنبدها و دایک‌ها انتخاب و به منظور انجام تجزیه شیمیایی و تعیین مقدار عناصر اصلی و برخی از عناصر کمیاب به روش طیف‌سنجی نشر اتمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP- AES)، و برای بقیه عناصر فرعی، کمیاب و خاکی نادر به روش طیف‌سنجی جرمی (ICP-MS) به آزمایشگاه زمین-شیمی ACME ونکوورکانادا ارسال شدند. نتایج بدست‌آمده از تجزیه زمین‌شیمیایی نمونه‌های منتخب (جدول ۱)، جهت تفسیرهای سنگ‌شناسی و تعیین محیط زمین‌ساختی مورد استفاده قرار گرفتند. تجزیه‌های ایزوتوپی و تعیین نسبت‌های ایزوتوپی $^{87}Sr/^{86}Sr$ و $^{143}Nd/^{144}Nd$ سنگ کل بر ۱۱ نمونه در آزمایشگاه‌های زمین‌شناسی ایزوتوپی مؤسسه زمین‌شناسی و زمین‌فیزیک دانشکده علوم چین (IGGCAS) در پکن با روش


[ DOI: 10.29252/ijcm.26.2.455 ]

ارائه شده در مراجع [۳۰،۲۹] انجام شد. جداسازی عناصر Nd، Sr ،Sm ،Rb با روش رنگ‌نگاری تبادل یونی دو مرحله‌ای انجام شد و مقادیر آنها با روش طیف‌سنج جرمی یونش گرمایی اندازه‌گیری شد. در جمع آوری داده‌های ایزوتوپی، به منظور ارزیابی دقت و پایداری دستگاه، از نمونه استاندارد (-NBS 987) با میانگین نسبت ($^{87}Sr/^{86}Sr$ =۰٫۷۱۰۲۵۰±۰٫۰۰۰۰۲۱) و نمونه استاندارد (Jndi-1) با میانگین نسبت ($^{87}Sr/^{86}Sr$ =۰٫۵۱۲۱۱۸±۰٫۰۰۰۰۱۴) به ترتیب برای بهنجارش مقادیر نسبت‌های ایزوتوپی $^{87}Sr/^{86}Sr$ و $^{143}Nd/^{144}Nd$ استفاده شد. همچنین، زیرکن‌های موجود در چهارنمونه از سنگ‌های اسیدی و حدواسط منطقه جدا شده و در آزمایشگاه مرکز لیزر کرون آریزونا به روش ارائه شده در مرجع [۳۱] تعیین سن شدند.

**جدول۱** نتایج تجزیه شیمیایی ۴۰ نمونه از سنگ‌های آداکیتی نوار ماگمایی قوچان- اسفراین

| موقعیت | ارسنگ | | | | قوچ قو | | | | زهان | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| نمونه | AR4 | AR5 | AR8 | AR12 | GHG1 | GHG3 | GHG5 | GHG13 | ZH6 | ZH12 |
| $SiO_2$ | ۶۷٫۳۶ | ۶۵٫۳۵ | ۷۰٫۴۹ | ۶۸٫۸۳ | ۶۶٫۸۰ | ۶۶٫۶۲ | ۶۳٫۴۰ | ۶۵٫۵۶ | ۶۹٫۵۸ | ۶۷٫۹۴ |
| $Al_2O_3$ | ۱۵٫۷۴ | ۱۹٫۱۹ | ۱۹٫۲۹ | ۱۵٫۵۰ | ۱۵٫۸۴ | ۱۵٫۹۳ | ۱۹٫۸۱ | ۱۷٫۰۷ | ۱۶٫۴۶ | ۱۷٫۳۱ |
| $Fe_2O_3$ | ۱٫۹۲ | ۱٫۶۰ | ۰٫۲۰ | ۱٫۳۵ | ۱٫۴۶ | ۱٫۳۲ | ۱٫۴۸ | ۱٫۵۴ | ۰٫۹۲ | ۰٫۹۲ |
| MgO | ۱٫۸۹ | ۱٫۴۰ | ۰٫۰۸ | ۱٫۴۵ | ۲٫۴۰ | ۲٫۳۴ | ۲٫۳۷ | ۲٫۶۶ | ۰٫۹۲ | ۰٫۹۳ |
| CaO | ۲٫۴۰ | ۲٫۴۴ | ۰٫۳۴ | ۲٫۲۸ | ۳٫۰۶ | ۳٫۴۹ | ۳٫۶۴ | ۴٫۴۹ | ۴٫۲۶ | ۴٫۷۰ |
| $Na_2O$ | ۵٫۱۹ | ۵٫۲۸ | ۵٫۹۹ | ۵٫۰۲ | ۷٫۶۹ | ۷٫۹۰ | ۶٫۵۴ | ۴٫۶۴ | ۴٫۳۹ | ۴٫۵۰ |
| $K_2O$ | ۲٫۸۱ | ۲٫۴۱ | ۲٫۹۱ | ۲٫۸۸ | ۰٫۶۴ | ۰٫۳۸ | ۰٫۷۰ | ۱٫۰۶ | ٫۶۸ | ۱٫۷۵ |
| TiO2 | ۰٫۵۳ | ۰٫۴۶ | ۰٫۴۹ | ۰٫۴۶ | ۰٫۴۵ | ۰٫۴۶ | ۰٫۴۳ | ۰٫۴ | ۰٫۲۶ | ۰٫۲۷ |
| $P_2O_5$ | ۰٫۱۷ | ۰٫۱۶ | ۰٫۰۲ | ۰٫۱۵ | ۰٫۱۵ | ۰٫۱۶ | ۰٫۱۵ | ۰٫۱۷ | ۰٫۰۹ | ۰٫۲۷ |
| MnO | ۰٫۱۱ | ۰٫۰۸ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۸ | ۰٫۰۴ | ۰٫۰۳ | ۰٫۰۲ | ۰٫۰۵ | ۰٫۰۵ | ۰٫۰۴ |
| $Cr_2O_3$ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ |
| Lol | ۱٫۱۰ | ۱٫۷۰ | ۱٫۰۰ | ۱٫۵۰ | ۱٫۰۰ | ۱٫۶۰ | ۱٫۵۰ | ۳٫۴۰ | ۰٫۹۰ | ۰٫۷۰ |
| Ba | ۵۹۵ | ۴۷۶ | ۶۸۹ | ۵۹۲ | ۳۵۶ | ۱۲۳ | ۲۵۸ | ۳۲۳ | ۴۲۱ | ۳۸۹ |
| Cs | ۱٫۱۰ | ۰٫۰۵ | ۰٫۰۴ | ۰٫۰۷ | ۰٫۰۳ | ۰٫۱۰ | ۰٫۲۰ | ۰٫۷۰ | ۰٫۷۰ | ۰٫۹۰ |
| Hf | ۳٫۶۰ | ۳٫۲۰ | ۳٫۵۰ | ۳٫۱۰ | ۴٫۱۰ | ۳٫۸۰ | ۳٫۶۰ | ۳٫۷۰ | ۲٫۸۰ | ۲٫۶۰ |
| Nb | ۲۲٫۱۰ | ۲۴٫۴۰ | ۲۵٫۶۰ | ۲۴٫۳۰ | ۱۵٫۰۰ | ۱۳٫۹۰ | ۱۴٫۶۰ | ۱۴٫۴۰ | ۶٫۸۰ | ۶٫۹۰ |
| Rb | ۸۰٫۳۰ | ۶۶٫۴۰ | ۶۵٫۶۰ | ۷۸٫۴۰ | ۲٫۳۰ | ۹٫۷۰ | ۱۶٫۹۰ | ۳۲٫۴۰ | ۳۶٫۵۰ | ۳۷٫۶۰ |
| Sr | ۳۶۰٫۳۰ | ۳۶۴٫۱۰ | ۲۰۵٫۳۰ | ۳۸۲٫۲۰ | ۴۴۰٫۸۰ | ۳۶۵٫۶۰ | ۴۸۹٫۸۰ | ۵۱۲٫۲۰ | ۵۵۳٫۲۰ | ۵۶۳٫۸۰ |
| Ta | ۲٫۳۰ | ۲٫۵۰ | ۲٫۴۰ | ۲٫۶۰ | ۱٫۱۰ | ۱٫۲۰ | ۱٫۱۰ | ۱٫۱۰ | ۰٫۵۰ | ۰٫۵۰ |
| Th | ۱۱٫۹۰ | ۱۲٫۸۰ | ۷٫۱۰ | ۱۳٫۲۰ | ۱۰٫۷۰ | ۱۰٫۱۰ | ۱۰٫۰۰ | ۱۰٫۳۰ | ۳٫۹۰ | ۴٫۷۰ |
| U | ۳٫۹۰ | ۳٫۷۰ | ۳٫۸۰ | ۴٫۲۰ | ۲٫۸۰ | ۲٫۰۰ | ۲٫۵۰ | ۲٫۶۰ | ۱٫۲۰ | ۱٫۴۰ |
| W | ۱٫۴۰ | ۱٫۲۰ | ۱٫۰۰ | ۱٫۷۰ | ۰٫۵۰ | ۰٫۵۰ | ۰٫۵۰ | ۰٫۸۰ | ۰٫۵۰ | ۰٫۵۰ |
| Zr | ۱۳۲٫۰۰ | ۱۱۱٫۴۰ | ۱۲۱٫۱۰ | ۱۱۸٫۹۰ | ۱۴۸٫۶۰ | ۱۴۶٫۹۰ | ۱۳۴٫۴۰ | ۱۳۳٫۱۰ | ۱۰۰٫۰۰ | ۹۳٫۵۰ |
| Y | ۱۱٫۸۰ | ۱۱٫۸۰ | ۵٫۲۰ | ۱۱٫۴۰ | ۱۳٫۴۰ | ۱۳٫۳۰ | ۱۳٫۴۰ | ۱۳٫۳۰ | ۵٫۹۰ | ۱۸٫۶۰ |
| La | ۲۸٫۷۰ | ۲۸٫۹۰ | ۱۵٫۲۰ | ۲۸٫۴۰ | ۱۷٫۸۰ | ۲۱٫۷۰ | ۲۱٫۰۰ | ۲۶٫۰۰ | ۱۵٫۴۰ | ۳۸٫۱۰ |
| Ce | ۴۵٫۵۰ | ۴۸٫۳۰ | ۲۳٫۹۰ | ۴۵٫۷۰ | ۳۴٫۰۰ | ۳۷٫۶۰ | ۴۱٫۴۰ | ۴۴٫۱۰ | ۲۵٫۳۰ | ۷۹٫۱۰ |
| Pr | ۴٫۵۲ | ۵٫۵۰ | ۲٫۳۵ | ۴٫۶۷ | ۳٫۵۱ | ۳٫۷۴ | ۴٫۵۲ | ۴٫۷۲ | ۲٫۶۱ | ۹۰٫۸ |
| Nd | ۱۶٫۲۰ | ۱۶٫۹۰ | ۷٫۶۰ | ۱۵٫۸۰ | ۱۳٫۷۰ | ۱۴٫۰۰ | ۱۵٫۶۰ | ۱۶٫۳۰ | ۸٫۷۰ | ۳۱٫۶۰ |
| Sm | ۲٫۸۷ | ۲٫۶۷ | ۱٫۰۸ | ۲٫۶۰ | ۲٫۳۴ | ۲٫۵۴ | ۲٫۵۲ | ۲٫۷۹ | ۱٫۶۰ | ۴٫۷۴ |
| Eu | ۰٫۷۶ | ۰٫۷۲ | ۰٫۳۹ | ۰٫۷۳ | ۰٫۷۰ | ۰٫۶۶ | ۰٫۶۸ | ۰٫۷۶ | ۰٫۴۶ | ۰٫۷۹ |
| Gd | ۲٫۵۷ | ۲٫۳۸ | ۰٫۸۳ | ۲٫۴۶ | ۲٫۵۷ | ۲٫۵۲ | ۲٫۵۰ | ۲٫۶۲ | ۱٫۳۹ | ۴٫۴۳ |
| Tb | ٫۳۷ | ۰٫۳۶ | ۰٫۱۴ | ۰٫۳۵ | ۰٫۴۳ | ۰٫۳۸ | ۰٫۳۹ | ۰٫۴۰ | ۰٫۲۱ | ۰٫۶۱ |
| Dy | ۱٫۹۵ | ۲٫۰۱ | ۰٫۸۱ | ۱٫۹۰ | ۲٫۳۳ | ۲٫۲۸ | ۲٫۳۰ | ۲٫۲۳ | ۱٫۱۵ | ۳٫۳۸ |
| Ho | ۰٫۴۰ | ۰٫۴۰ | ۰٫۱۹ | ۰٫۴۰ | ۰٫۴۹ | ۰٫۴۸ | ۰٫۴۵ | ۰٫۴۷ | ۰٫۱۸ | ۰٫۶۲ |
| Er | ۱٫۳۰ | ۱٫۱۳ | ۰٫۶۱ | ۱٫۱۸ | ۱٫۳۷ | ۱٫۴۳ | ۱٫۳۱ | ۱٫۲۸ | ۰٫۶۳ | ۱٫۶۷ |
| Tm | ۰٫۲۱ | ۰٫۲۰ | ۰٫۱۲ | ۰٫۱۹ | ۰٫۲۲ | ۰٫۲۲ | ۰٫۲۱ | ۰٫۲۱ | ۰٫۱۰ | ۰٫۲۵ |
| Yb | ۱٫۲۸ | ۱٫۳۱ | ۰٫۸۷ | ۱٫۱۵ | ۱٫۵۲ | ۱٫۳۱ | ۱٫۳۵ | ۱٫۳۹ | ۰٫۶۳ | ۱٫۳۹ |
| Lu | ۰٫۲۱ | ۰٫۲۰ | ۰٫۱۶ | ۰٫۲۰ | ۰٫۲۷ | ۰٫۲۳ | ۰٫۲۱ | ۰٫۲۲ | ۰٫۱۱ | ۰٫۱۹ |


[ DOI: 10.29252/ijcm.26.2.455 ]

**ادامه جدول۱**

| موقعیت | قوچ خوار | | | کاهان | | | | | | شیخ مصطفی |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| نمونه | GHK1 | GHK7 | GHK9 | KN1 | KN2 | KN3 | KN4 | KN5 | KN6 | SYKH1 |
| $SiO_2$ | ۷۵٫۶۳ | ۷۳٫۰۷ | ۶۶٫۰۵ | ۶۷٫۵۴ | ۶۶٫۴۴ | ۶۷٫۹۹ | ۶۸٫۸۰ | ۶۸٫۲۰ | ۶۶٫۸۰ | ۶۶٫۲۷ |
| $Al_2O_3$ | ۱۴٫۵۰ | ۱۶٫۳۸ | ۳۱٫۴۸ | ۱۶٫۵۹ | ۱۸٫۱۰ | ۱۶٫۴۹ | ۱۶٫۳۸ | ۱۶٫۳۰ | ۱۷٫۵۶ | ۱۶٫۴۷ |
| $Fe_2O_3$ | ۰٫۳۰ | ۰٫۳۲ | ۰٫۶۰ | ۱٫۳۳ | ۱٫۲۴ | ۰٫۳۹ | ۱٫۲۴ | ۱٫۲۴ | ۱٫۲۱ | ۱٫۷۱ |
| MgO | ۰٫۱۰ | ۰٫۲۹ | ۰٫۴۵ | ۱٫۵۰ | ۱٫۴۳ | ۱٫۸۷ | ۱٫۱۷ | ۱٫۵۲ | ۱٫۳۵ | ۱٫۶۲ |
| CaO | ۱٫۱۵ | ۰٫۴۴ | ۱٫۴۵ | ۴٫۴۲ | ۴٫۵۵ | ۴٫۳۵ | ۴٫۳۶ | ۴٫۴۹ | ۴٫۶۷ | ۶٫۳۷ |
| $Na_2O$ | ۷٫۵۲ | ۵٫۳۱ | ۵٫۰۱ | ۴٫۱۳ | ۴٫۰۲ | ۳٫۷۹ | ۴٫۰۴ | ۴٫۰۳ | ۴٫۱۷ | ۲٫۶۴ |
| $K_2O$ | ۰٫۱۷ | ۳٫۶۵ | ۳٫۹۸ | ۱٫۸۶ | ۱٫۸۵ | ۱٫۸۴ | ۱٫۶۸ | ۱٫۸۱ | ۱٫۹۲ | ۱٫۵۷ |
| TiO2 | ۰٫۲۲ | ۰٫۱۷ | ۰٫۲۶ | ۰٫۳۸ | ۰٫۳۴ | ۰٫۳۵ | ۰٫۳۲ | ۰٫۳۶ | ۰٫۳۴ | ۰٫۵۱ |
| $P_2O_5$ | ۰٫۰۸ | ۰٫۰۸ | ۰٫۱۱ | ۰٫۱۲ | ۰٫۱۳ | ۰٫۱۰ | ۰٫۱۰ | ۰٫۱۰ | ۰٫۱۲ | ۰٫۱۴ |
| MnO | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰۲ | ۰٫۰۵ | ۰٫۰۵ | ۰٫۰۵ | ۰٫۰۶ | ۰٫۰۴ | ۰٫۰۵ | ۰٫۰۸ |
| $Cr_2O_3$ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۱ |
| Lol | ۰٫۶۰ | ۰٫۴۰ | ۰٫۹۰ | ۲٫۳۰ | ۱٫۵۰ | ۳٫۳۰ | ۰٫۴۰ | ۱٫۹۰ | ۲٫۲۰ | ۹٫۰۰ |
| Ba | ۳۶ | ۴۸۹ | ۶۷۲،۰۰ | ۴۳۶ | ۴۰۹ | ۴۳۳ | ۳۷۳ | ۴۳۸ | ۴۳۶ | ۱۶۶ |
| Cs | ۰٫۱۰ | ۰٫۷۰ | ۰٫۴۰ | ۱٫۰۰ | ۰٫۷۰ | ۱٫۲۰ | ۰٫۸۰ | ۰٫۷۰ | ۰٫۷۰ | ۰٫۵۰ |
| Hf | ۳٫۸۰ | ۴٫۱۰ | ۴٫۰۰ | ۲٫۸۰ | ۲٫۹۰ | ۲٫۸۰ | ۳٫۱۰ | ۳٫۱۰ | ۲٫۹۰ | ۲٫۶۰ |
| Nb | ۲۹٫۰۰ | ۲۷٫۹۰ | ۲۶٫۴۰ | ۱۰٫۰۰ | ۱۰٫۶۰ | ۹٫۹۰ | ۸٫۹۰ | ۹٫۶۰ | ۱۰٫۰۰ | ۴٫۸۰ |
| Rb | ۱٫۵۰ | ۸۱٫۴۰ | ۵۸٫۷۰ | ۴۲٫۹۰ | ۴۴٫۸۰ | ۴۵٫۲۰ | ۳۵٫۲۰ | ۴۱٫۶۰ | ۴۳٫۵۰ | ۱۹٫۰۰ |
| Sr | ۲۸۲٫۲۰ | ۱۳۰٫۵۰ | ۲۷۰٫۲۰ | ۵۲۹٫۱۰ | ۵۰۷٫۸۰ | ۴۸۳٫۳۰ | ۵۱۹٫۱۰ | ۵۴۲٫۶۰ | ۵۱۶٫۳۰ | ۲۰۳٫۶۰ |
| Ta | ۲٫۹۰ | ۲٫۳۰ | ۲٫۳۰ | ۰٫۹۰ | ۰٫۹۰ | ۰٫۸۰ | ۰٫۸۰ | ۰٫۹۰ | ۰٫۹۰ | ۰٫۴۰ |
| Th | ۲۰٫۴۰ | ۲۳٫۹۰ | ۱۸٫۳۰ | ۶٫۴۰ | ۷٫۰۰ | ۹٫۱۰ | ۵٫۱۰ | ۶٫۷۰ | ۷٫۰۰ | ۳٫۶۰ |
| U | ۲٫۶۰ | ۳٫۸۰ | ۲٫۸۰ | ۲٫۰۰ | ۲٫۱۰ | ۱٫۹۰ | ۱٫۶۰ | ۱٫۸۰ | ۱٫۹۰ | ۱٫۱۰ |
| W | ۰٫۵۰ | ۱٫۷۰ | ۰٫۹۰ | ۰٫۵۰ | ۰٫۷۰ | ۰٫۵۰ | ۰٫۵۰ | ۰٫۵۰ | ۰٫۷۰ | ۰٫۹۰ |
| Zr | ۱۵۲٫۷۰ | ۱۴۰٫۷۰ | ۱۴۷٫۰۰ | ۱۰۹٫۸۰ | ۱۰۴٫۰۰ | ۱۰۷٫۸۰ | ۱۲۱٫۷۰ | ۱۰۹٫۷۰ | ۹۹٫۵۰ | ۱۰۳٫۰۰ |
| Y | ۹٫۸۰ | ۱۵٫۶۰ | ۹٫۸۰ | ۶٫۹۰ | ۸٫۱۰ | ۷٫۲۰ | ۶٫۶۰ | ۶٫۹۰ | ۷٫۲۰ | ۱۲٫۶۰ |
| La | ۱۳٫۷۰ | ۲۵٫۳۰ | ۲۳٫۱۰ | ۱۹٫۷۰ | ۱۹٫۳۰ | ۱۹٫۴۰ | ۲۰٫۵۰ | ۲۰٫۰۰ | ۱۹٫۳۰ | ۱۴٫۴۰ |
| Ce | ۳۰٫۹۰ | ۴۶٫۵۰ | ۳۵٫۵۰ | ۳۴٫۸۰ | ۳۳٫۶۰ | ۳۱٫۵۰ | ۳۴٫۰۰ | ۳۲٫۰۰ | ۳۱٫۵۰ | ۲۶٫۰۰ |
| Pr | ۳٫۴۹ | ۵٫۱۴ | ۳٫۴۲ | ۳٫۴۳ | ۳٫۶۴ | ۳٫۲۵ | ۳٫۵۵ | ۳٫۳۵ | ۳٫۴۳ | ۲٫۷۷ |
| Nd | ۱۲٫۵۰ | ۱۷٫۴۰ | ۱۱٫۰۰ | ۱۱٫۳۰ | ۱۲٫۹۰ | ۱۱٫۷۰ | ۱۲٫۸۰ | ۱۱٫۷۰ | ۱۱٫۵۰ | ۱۱٫۳۰ |
| Sm | ۲٫۰۱ | ۳٫۱۰ | ۱٫۷۶ | ۱٫۸۶ | ۲٫۱۵ | ۲٫۰۵ | ۱٫۸۴ | ۱٫۷۹ | ۱٫۹۳ | ۲٫۱۵ |
| Eu | ۰٫۲۷ | ۰٫۵۲ | ۰٫۶۰ | ۰٫۶۲ | ۰٫۶۳ | ۰٫۵۹ | ۰٫۶۱ | ۰٫۶۲ | ۰٫۶۰ | ۰٫۶۴ |
| Gd | ۱٫۵۸ | ۲٫۶۳ | ۱٫۶۱ | ۱٫۷۶ | ۱٫۸۴ | ۱٫۶۹ | ۱٫۸۵ | ۱٫۷۴ | ۱٫۶۷ | ۲٫۱۱ |
| Tb | ۰٫۲۶ | ۰٫۴۸ | ۰٫۲۷ | ۰٫۲۵ | ۰٫۲۷ | ۰٫۲۶ | ۰٫۲۴ | ۰٫۲۴ | ۰٫۲۵ | ۰٫۳۴ |
| Dy | ۱٫۶۶ | ۲٫۷۶ | ۱٫۵۶ | ۱٫۴۱ | ۱٫۴۲ | ۱٫۴۱ | ۱٫۱۷ | ۱٫۱۳ | ۱٫۲۹ | ۱٫۸۰ |
| Ho | ۰٫۳۰ | ۰٫۵۳ | ۰٫۳۲ | ۰٫۳۰ | ۰٫۲۸ | ۰٫۲۵ | ۰٫۲۴ | ۰٫۲۰ | ۰٫۲۷ | ۰٫۴۰ |
| Er | ۰٫۸۸ | ۱٫۴۵ | ۰٫۹۸ | ۰٫۷۵ | ۰٫۷۹ | ۰٫۶۳ | ۰٫۷۵ | ۰٫۶۹ | ۰٫۷۲ | ۱٫۲۶ |
| Tm | ۰٫۱۶ | ۰٫۲۴ | ۰٫۱۵ | ۰٫۱۱ | ۰٫۱۲ | ۰٫۱۰ | ۰٫۰۹ | ۰٫۱۰ | ۰٫۱۳ | ۰٫۱۹ |
| Yb | ۱٫۱۳ | ۱٫۵۴ | ۱٫۱۱ | ۰٫۸۲ | ۰٫۷۷ | ۰٫۷۱ | ۰٫۶۳ | ۰٫۶۸ | ۰٫۷۲ | ۱٫۲۵ |
| Lu | ۰٫۱۹ | ۰٫۲۲ | ۰٫۱۹ | ۰٫۰۹ | ۰٫۱۲ | ۰٫۱۰ | ۰٫۱۱ | ۰٫۱۲ | ۰٫۱۲ | ۰٫۱۸ |

**ادامه جدول۱**

| موقعیت | شیخ مصطفی | | | | چکنه | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| نمونه | SYKH2 | SYKH3 | SYKH7 | SYKH11 | CH1 | CH2 | CH3 | CH4 | CH5 | CH6 |
| $SiO_2$ | ۶۷٫۲۴ | ۶۴٫۴۷ | ۶۳٫۴ | ۶۸٫۶۱ | ۶۵٫۰۸ | ۶۱٫۶۸ | ۶۰٫۰۰ | ۶۱٫۳۳ | ۹۵٫۸۸ | ۶۴٫۷۳ |
| $Al_2O_3$ | ۱۶٫۰۸ | ۱۶٫۸۷ | ۱۶٫۶۸ | ۱۶٫۷۲ | ۱۸٫۵۰ | ۱۸٫۱۳ | ۱۶٫۶۲ | ۱۸٫۲۶ | ۱۸٫۳۶ | ۱۹٫۵۴ |
| $Fe_2O_3$ | ۱٫۵۱ | ۲٫۱۳ | ۲٫۱۳ | ۱٫۰۲ | ۱٫۲۵ | ۱٫۷۹ | ۲٫۶۸ | ۱٫۵۱ | ۲٫۳۲ | ۱٫۷۲ |
| MgO | ۲٫۲۳ | ۱٫۰۲ | ۲٫۲۴ | ۱٫۱۲ | ۰٫۷۴ | ۱٫۸۶ | ۱٫۷۰ | ۱٫۹۴ | ۳٫۵۶ | ۰٫۳۷ |
| CaO | ۳٫۸۸ | ۳٫۴۹ | ۳٫۴۷ | ۴٫۴۸ | ۳٫۳۶ | ۶٫۰۴ | ۵٫۳۰ | ۷٫۷۷ | ۴٫۷۲ | ۳٫۹۹ |
| $Na_2O$ | ۴٫۱۵ | ۴٫۷۸ | ۵٫۹۸ | ۴٫۲۶ | ۴٫۶۱ | ۴٫۱۶ | ۴٫۲۰ | ۴٫۱۲ | ۴٫۱۶ | ۳٫۸۱ |
| $K_2O$ | ۲٫۰۱ | ۳٫۹۵ | ۳٫۱۰ | ۱٫۸۱ | ۴٫۳۱ | ۲٫۰۴ | ۱٫۴۴ | ۱٫۳۶ | ۲٫۵۰ | ۱٫۸۲ |
| TiO2 | ۰٫۳۷ | ۰٫۷۳ | ۰٫۴۵ | ۰٫۲۸ | ۰٫۵۷ | ۰٫۶۵ | ۰٫۶۳ | ۰٫۵۹ | ۰٫۶۸ | ۰٫۶۱ |
| $P_2O_5$ | ۰٫۱۶ | ۰٫۲۹ | ۰٫۲۲ | ۰٫۱۲ | ۰٫۲۵ | ۰٫۳۱ | ۰٫۳۵ | ۰٫۲۶ | ۰٫۳۰ | ۰٫۲۲ |
| MnO | ۰٫۰۶ | ۰٫۱۶ | ۰٫۱۲ | ۰٫۰۵ | ۰٫۰۵ | ۰٫۰۴ | ۰٫۰۶ | ۰٫۰۶ | ۰٫۰۶ | ۰٫۰۲ |
| $Cr_2O_3$ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۱ |
| Lol | ۳٫۱۰ | ۳٫۱۰ | ۲٫۴۰ | ۲٫۱۰ | ۲٫۸۰ | ۲٫۰۰ | ۱٫۵۰ | ۲٫۳۰ | ۲٫۹۰ | ۱٫۸۰ |
| Ba | ۳۱۷ | ۱۰۸۴ | ۵۵۴ | ۳۸۹ | ۱۱۷۵ | ۴۶۰ | ۴۱۰ | ۵۶۹ | ۵۷۹ | ۴۳۶ |
| Cs | ۱٫۵۰ | ۱٫۶۰ | ۰٫۶۰ | ۱٫۲۰ | ۱٫۸۰ | ۱٫۶۰ | ۰٫۹۸ | ۰٫۹۰ | ۰٫۲۰ | ۰٫۹۰ |
| Hf | ۲٫۶۰ | ۶٫۲۰ | ۳٫۵۰ | ۳٫۰۰ | ۶٫۹۰ | ۴٫۳۰ | ۶٫۴۰ | ۳٫۴۰ | ۴٫۲۰ | ۴٫۵۰ |
| Nb | ۹٫۵۰ | ۷۱٫۸۰ | ۱۷٫۵۰ | ۸٫۰۰ | ۸۱٫۴۱ | ۲۰٫۹۰ | ۱۵٫۰۰ | ۱۶٫۰۰ | ۲۲٫۱۰ | ۲۲٫۲۰ |
| Rb | ۳۷٫۲۰ | ۱۱۱٫۶۰ | ۶۱٫۰۰ | ۳۲٫۸۰ | ۱۲۷٫۷۰ | ۴۶٫۳۰ | ۳۸٫۰۰ | ۳۱٫۸۰ | ۵۷٫۶۰ | ۴۴٫۹۰ |
| Sr | ۳۴۸٫۵۰ | ۷۹۲٫۸۰ | ۳۵۰٫۸۰ | ۵۵۶٫۴۰ | ۷۵۹٫۷۰ | ۵۶۳٫۷۰ | ۴۴۰٫۰ | ۷۱۰٫۰ | ۴۶۲٫۵۰ | ۴۶۹٫۴۰ |
| Ta | ۰٫۸۰ | ۴٫۹۰ | ۱٫۴۰ | ۰٫۹۰ | ۵٫۶۰ | ۱٫۳۰ | ۰٫۷۲ | ۱٫۱۰ | ۱٫۴۰ | ۱٫۵۰ |
| Th | ۷٫۱۰ | ۳۰٫۴۰ | ۷٫۶۰ | ۴٫۳۰ | ۳۳٫۷۰ | ۹٫۵۰ | ۱۱٫۰۰ | ۷٫۹۰ | ۹٫۳۰ | ۱۱٫۱۰ |
| U | ۱٫۸۰ | ۶٫۴۰ | ۲٫۱۰ | ۱٫۵۰ | ۳٫۹۰ | ۲٫۱۰ | ۲٫۱۰ | ۱٫۶۰ | ۲٫۰۰ | ۲٫۰۰ |
| W | ۱٫۰۰ | ۳٫۵۰ | ۰٫۸۰ | ۰٫۵۰ | ۲٫۲۰ | ۱٫۸۰ | ۱٫۰۰ | ۰٫۸۰ | ۱٫۰۰ | ۱٫۰۰ |
| Zr | ۱۰۴٫۰۰ | ۲۸۵٫۰۰ | ۱۵۶٫۷۰ | ۱۰۲٫۲۰ | ۲۸۴٫۸۰ | ۱۶۹٫۱۰ | ۱۲۱٫۰۰ | ۱۲۶٫۶۰ | ۱۶۶٫۸۰ | ۱۷۰٫۹ |
| Y | ۱۱٫۲۰ | ۱۳٫۴۰ | ۱۱٫۶۰ | ۹۶٫۲۰ | ۱۳٫۳۰ | ۱۴٫۹۰ | ۱۶٫۰۰ | ۹٫۴۰ | ۱۶٫۱۰ | ۱۴٫۲۰ |
| La | ۱۷٫۴۰ | ۸۰٫۰۰ | ۲۵٫۷۰ | ۱۶٫۲۰ | ۷۴٫۶۰ | ۳۲٫۶۰ | ۲۸٫۰۰ | ۳۰٫۲۰ | ۳۶٫۰۰ | ۲۷٫۵۰ |
| Ce | ۳۰٫۱۰ | ۱۳۰٫۵۰ | ۴۲٫۰۰ | ۳۷٫۸۰ | ۱۲۲٫۰۰ | ۵۷٫۱۰ | ۴۹٫۰۰ | ۵۲٫۸۰ | ۵۹٫۶۰ | ۴۹٫۵۰ |
| Pr | ۳٫۱۲ | ۱۱٫۵۷ | ۴٫۳۲ | ۲٫۹۲ | ۱۱٫۳۳ | ۶٫۱۲ | ۵٫۱۸ | ۵٫۵۴ | ۶٫۱۹ | ۵٫۴۴ |
| Nd | ۱۱٫۵۰ | ۳۵٫۵۰ | ۱۵٫۰۰ | ۱۰٫۷۰ | ۳۳٫۷۰ | ۲۱٫۶۰ | ۱۸٫۰۰ | ۱۸٫۵۰ | ۲۰٫۸۰ | ۲۰٫۱۰ |
| Sm | ۲٫۰۶ | ۴٫۷۶ | ۲٫۵۱ | ۱٫۷۸ | ۴٫۳۸ | ۳٫۶۳ | ۳٫۲۰ | ۲٫۹۱ | ۳٫۵۰ | ۳٫۳۷ |
| Eu | ۰٫۶۰ | ۱٫۳۴ | ۰٫۷۲ | ۰٫۵۳ | ۱٫۳۰ | ۱٫۰۳ | ۱٫۰۰ | ۰٫۹۶ | ۱٫۰۳ | ۰٫۹۵ |
| Gd | ۱٫۹۸ | ۳٫۷۶ | ۲٫۳۶ | ۱٫۶۰ | ۳٫۴۳ | ۳٫۱۹ | ۳٫۲۰ | ۲٫۵۴ | ۳٫۰۷ | ۳٫۲۷ |
| Tb | ۰٫۳۱ | ۰٫۵۰ | ۰٫۳۶ | ۰٫۲۲ | ۰٫۴۴ | ۰٫۴۹ | ۰٫۷۲ | ۰٫۳۶ | ۰٫۵۲ | ۰٫۵۰ |
| Dy | ۱٫۷۳ | ۲٫۶۵ | ۱٫۹۱ | ۱٫۲۰ | ۲٫۵۱ | ۲٫۷۳ | ۲٫۸۰ | ۱٫۷۹ | ۲٫۶۹ | ۲٫۷۰ |
| Ho | ۰٫۳۷ | ۰٫۴۷ | ۰٫۳۷ | ۰٫۲۱ | ۰٫۴۵ | ۰٫۵۳ | ۰٫۴۸ | ۰٫۳۴ | ۰٫۵۵ | ۰٫۵۲ |
| Er | ۱٫۰۰ | ۱٫۳۱ | ۱٫۱۶ | ۰٫۶۷ | ۱٫۲۷ | ۱٫۵۲ | ۱٫۶۰ | ۰٫۹۲ | ۱٫۵۲ | ۱٫۴۲ |
| Tm | ۰٫۱۸ | ۰٫۲۰ | ۰٫۱۸ | ۰٫۱۰ | ۰٫۲۱ | ۰٫۲۵ | ۰٫۲۴ | ۰٫۱۴ | ۰٫۲۸ | ۰٫۲۳ |
| Yb | ۱٫۱۴ | ۱٫۴۴ | ۱٫۲۷ | ۰٫۶۳ | ۱٫۳۹ | ۱٫۵۴ | ۱٫۴۲ | ۰٫۸۸ | ۱٫۵۲ | ۱٫۳۷ |
| Lu | ۰٫۱۹ | ۰٫۲۲ | ۰٫۲۰ | ۰٫۰۹ | ۰٫۲۲ | ۰٫۲۳ | ۰٫۲۲ | ۰٫۱۴ | ۰٫۲۶ | ۰٫۲۱ |

**ادامه جدول۱**

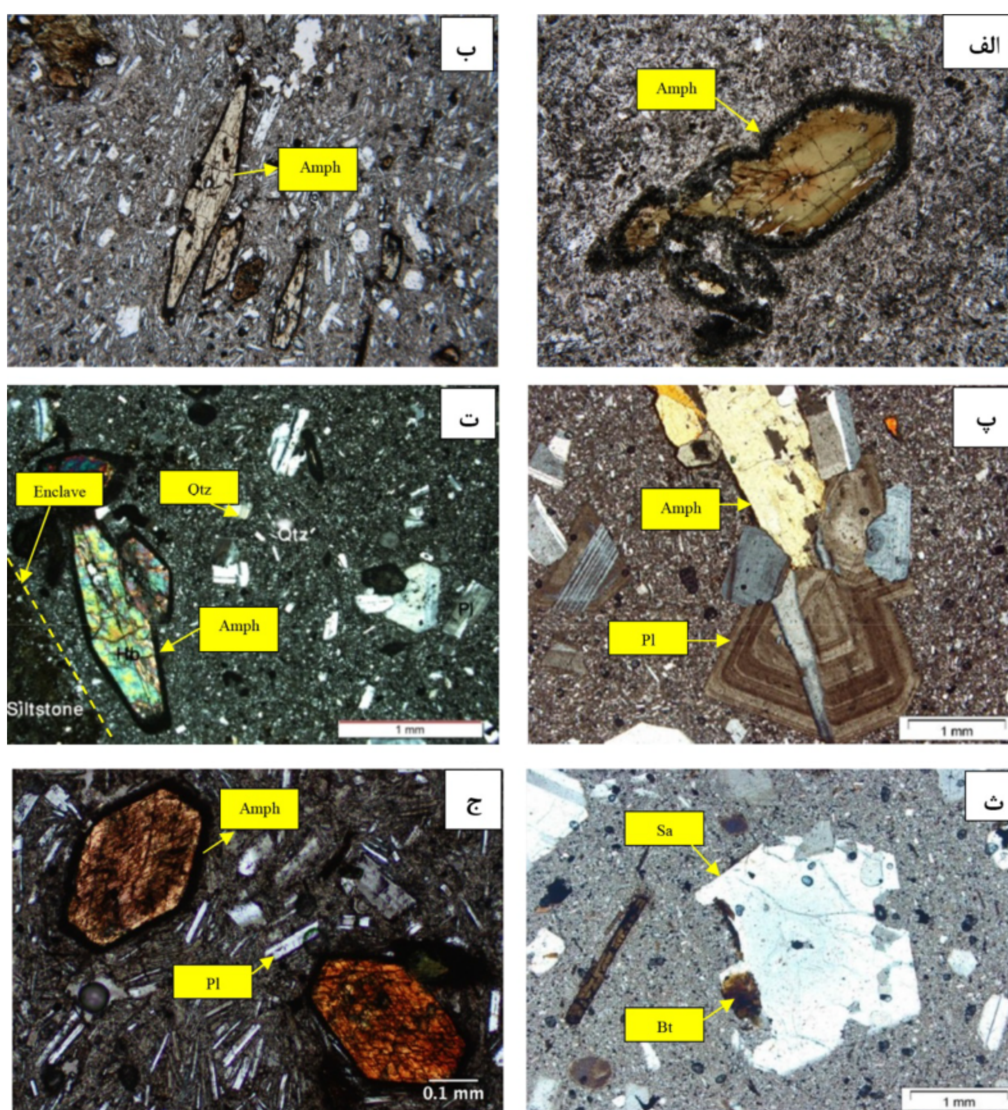
| موقعیت | چکنه | کارکوه | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| نمونه | CH7 | MH1 | MH2 | MH3 | MH4 | MH5 | MH6 | MH7 | MH8 | MH9 |
| $SiO_2$ | ۶۹٫۴۱ | ۶۹٫۹۱ | ۷۱٫۱۶ | ۶۸٫۸۲ | ۷۰٫۰۲ | ۶۸٫۶۰ | ۶۵٫۸۰ | ۶۵٫۷۲ | ۶۵٫۷۸ | ۷۰٫۸۰ |
| $Al_2O_3$ | ۱۶٫۷۷ | ۱۶٫۷۹ | ۱۵٫۸۶ | ۱۸٫۷۵ | ۱۶٫۱۸ | ۱۶٫۱۰ | ۱۵٫۹۰ | ۱۶٫۵۵ | ۱۶٫۴۷ | ۱۶٫۰۳ |
| $Fe_2O_3$ | ۰٫۸۲ | ۰٫۷۸ | ۱٫۰۲ | ۰٫۷۸ | ۰٫۸۴ | ۲٫۵۲ | ۲٫۲۳ | ۲٫۱۵ | ۲٫۱۴ | ۲٫۰۶ |
| MgO | ۰٫۶۹ | ۰٫۶۹ | ۰٫۶۱ | ۰٫۶۴ | ۰٫۶۰ | ۱٫۳۶ | ۰٫۸۰ | ۱٫۶۹ | ۲٫۸۰ | ۰٫۶۵ |
| CaO | ۴٫۰۸ | ۳٫۷۱ | ۳٫۵۰ | ۳٫۳۲ | ۴٫۱۰ | ۴٫۲۴ | ۳٫۵۰ | ۶٫۴۲ | ۴٫۳۷ | ۳٫۴۴ |
| $Na_2O$ | ۴٫۴۵ | ۴٫۵۰ | ۴٫۴۸ | ۴٫۱۹ | ۴٫۳۸ | ۳٫۸۰ | ۴٫۴۰ | ۳٫۹۲ | ۴٫۰۷ | ۴٫۱۹ |
| $K_2O$ | ۲٫۱۵ | ۲٫۰۷ | ۱٫۹۷ | ۱٫۹۷ | ۲٫۰۱ | ۱٫۶۳ | ۲٫۰۱ | ۱٫۳۵ | ۱٫۵۵ | ۱٫۷۷ |
| TiO2 | ۰٫۲۳ | ۰٫۲۳ | ۰٫۲۴ | ۰٫۲۳ | ۰٫۲۳ | ۰٫۳۵ | ۰٫۲۶ | ۰٫۴۲ | ۰٫۵۲ | ۰٫۲۵ |
| $P_2O_5$ | ۰٫۱۱ | ۰٫۱۰ | ۰٫۰۹ | ۰٫۱۰ | ۰٫۰۹ | ۰٫۱۲ | ۰٫۱۵ | ۰٫۲۳ | ۰٫۱۵ | ۰٫۱۲ |
| MnO | ۰٫۰۴ | ۰٫۰۴ | ۰٫۰۴ | ۰٫۰۳ | ۰٫۰۴ | ۰٫۰۶ | ۰٫۰۶ | ۰٫۰۷ | ۰٫۰۳ | ۰٫۰۵ |
| $Cr_2O_3$ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۰ |
| LoI | ۰٫۹۰ | ۰٫۵۰ | ۰٫۶۰ | ۰٫۹۰ | ۱٫۱۰ | ۱٫۰۰ | ۰٫۲۰ | ۲٫۴۰ | ۳٫۵۰ | ۰٫۶۶ |
| Ba | ۴۹۱ | ۵۰۲ | ۵۰۲ | ۴۹۳ | ۴۷۸ | ۴۳۰ | ۴۶۰ | ۳۷۲ | ۲۱۷ | ۴۹۰ |
| Cs | ۱٫۰۰ | ۰٫۸۰ | ۰٫۵۰ | ۰٫۶۰ | ۰٫۷۰ | ۰٫۶۷ | ۰٫۷۶ | ۱٫۱۰ | ۰٫۴۰ | ۰٫۸۰ |
| Hf | ۲٫۹۰ | ۲٫۹۰ | ۳٫۶۰ | ۳٫۰۰ | ۲٫۷۰ | ۵٫۹۰ | ۷٫۰۰ | ۲٫۸۰ | ۲٫۶۰ | ۶٫۹۰ |
| Nb | ۸٫۱۰ | ۸٫۲۰ | ۷٫۲۰ | ۷٫۰۰ | ۶٫۱۰ | ۷٫۰۰ | ۹٫۰۰ | ۸٫۹۰ | ۵٫۴۰ | ۷٫۵۰ |
| Rb | ۴۴٫۷۰ | ۴۳٫۵۰ | ۳۷٫۵۰ | ۳۹٫۳۰ | ۳۷٫۷۰ | ۴۱٫۰۰ | ۴۳٫۰۰ | ۳۱٫۵۰ | ۱۹٫۴۰ | ۴۷٫۰۰ |
| Sr | ۴۷۰٫۲۰ | ۴۸۸٫۰۰ | ۴۷۹٫۵۰ | ۴۴۲٫۶۰ | ۴۷۵٫۳۰ | ۵۰۰٫۰۰ | ۴۵۸٫۰۰ | ۵۶۳٫۹۰ | ۳۰۴٫۲۰ | ۴۵۵٫۰۰ |
| Ta | ۰٫۶۰ | ۰٫۶۰ | ۰٫۶۰ | ۰٫۵۰ | ۰٫۵۰ | ۰٫۹۱ | ۰٫۷۸ | ۰٫۷۰ | ۰٫۴۰ | ۰٫۶۸ |
| Th | ۵٫۱۰ | ۴٫۵۰ | ۵٫۲۰ | ۴٫۹۰ | ۴٫۸۰ | ۵٫۵۰ | ۴٫۸۰ | ۴٫۴۰ | ۳٫۶۰ | ۵٫۰۰ |
| U | ۱٫۶۰ | ۱٫۶۰ | ۱٫۵۰ | ۱٫۴۰ | ۱٫۳۰ | ۱٫۵۰ | | ۱٫۲۰ | ۰٫۹۰ | |
| W | ۰٫۵۰ | ۰٫۵۰ | ۰٫۵۰ | ۰٫۵۰ | ۰٫۵۰ | | | ٫۵۰ | ۰٫۵۰ | |
| Zr | ۹۵٫۰۰ | ۹۸٫۱۰ | ۱۱۵٫۷۰ | ۱۰۵٫۷۰ | ۱۰۲٫۵۰ | ۱۳۲٫۰ | ۱۳۸٫۰ | ۱۰۴٫۹۰ | ۱۰۷٫۰ | ۱۴۰٫۰ |
| Y | ۷٫۵۰ | ۸٫۰۰ | ۵٫۹۰ | ۵٫۸۰ | ۵٫۴۰ | ۶٫۵۰ | ۵٫۰۰ | ۹٫۱۰ | ۱۰٫۹۰ | ۶٫۰۰ |
| La | ۱۷٫۹۰ | ۱۹٫۴۰ | ۱۹٫۲۰ | ۱۸٫۱۰ | ۱۶٫۶۰ | ۱۸٫۰۰ | ۱۷٫۰۰ | ۱۸٫۵۰ | ۱۳٫۴۰ | ۲۰٫۰۰ |
| Ce | ۳۱٫۷۰ | ۳۴٫۱۰ | ۳۱٫۴۰ | ۳۱٫۵۰ | ۲۷٫۸۰ | ۳۴٫۰۰ | ۳۰٫۰۰ | ۳۳٫۱۰ | ۲۴٫۵۰ | ۳۳٫۰۰ |
| Pr | ۳٫۳۷ | ۳٫۶۳ | ۳٫۲۱ | ۳٫۳۱ | ۲٫۷۰ | | | ۳٫۴۰ | ۲٫۶۷ | |
| Nd | ۱۱٫۵۰ | ۱۲٫۶۰ | ۱۱٫۳۰ | ۱۱٫۴۰ | ۹٫۱۰ | ۱۱٫۵۰ | ۱۰٫۳۰ | ۱۱٫۸۰ | ۱۰٫۶۰ | ۱۲٫۰۰ |
| Sm | ۱٫۹۵ | ۲٫۰۰ | ۱٫۶۹ | ۱٫۸۵ | ۱٫۵۵ | ۲٫۲۰ | ۱٫۸۵ | ۲٫۳۵ | ۱٫۹۴ | ۲٫۰۰ |
| Eu | ۰٫۵۳ | ۰٫۶۰ | ۰٫۵۴ | ۰٫۵۲ | ۰٫۴۷ | ۰٫۶۴ | ۰٫۵۵ | ۰٫۷۰ | ۰٫۵۸ | ۰٫۷۰ |
| Gd | ۱٫۶۹ | ۱٫۸۲ | ۱٫۳۵ | ۱٫۵۰ | ۱٫۲۴ | ۱٫۸۵ | ۱٫۲۰ | ۲٫۰۸ | ۲٫۲۱ | ۱٫۵۰ |
| Tb | ۰٫۲۴ | ۰٫۲۶ | ۰٫۲۰ | ۰٫۲۰ | ۰٫۱۷ | ۰٫۴۸ | ۰٫۵۴ | ۰٫۳۲ | ۰٫۳۶ | ۰٫۶۱ |
| Dy | ۱٫۲۷ | ۱٫۳۷ | ۱٫۰۹ | ۱٫۰۴ | ۰٫۹۴ | ۱٫۳۰ | ۰٫۹۰ | ۱٫۵۶ | ۱٫۹۳ | ۱٫۰۰ |
| Ho | ۰٫۲۴ | ۰٫۲۶ | ۰٫۱۶ | ۰٫۱۹ | ۰٫۱۷ | | | ۰٫۳۲ | ۰٫۳۹ | |
| Er | ۰٫۶۶ | ۰٫۶۹ | ۰٫۵۵ | ۰٫۵۲ | ۰٫۵۷ | ۰٫۷۰ | ۰٫۵۰ | ۱٫۰۳ | ۱٫۱۲ | ۰٫۰۴۶ |
| Tm | ۰٫۱۱ | ۰٫۱۱ | ۰٫۰۹ | ۰٫۰۸ | ۰٫۰۸ | | | ۰٫۱۴ | ۰٫۱۸ | |
| Yb | ۰٫۶۴ | ۰٫۶۵ | ۰٫۵۷ | ۰٫۵۲ | ۰٫۵۴ | ۰٫۴۶ | ۰٫۳۷ | ۰٫۸۴ | ۱٫۱۷ | ۰٫۳۵ |
| Lu | ۰٫۱۰ | ۰٫۱۱ | ۰٫۰۸ | ۰٫۰۸ | ۰٫۰۸ | | | ۰٫۱۳ | ۰٫۲۰ | |



[ DOI: 10.29252/ijcm.26.2.455 ]

**سنگ نگاری**

بر اساس بررسی‌های صحرایی و سنگ‌نگاری، سنگ‌های آداکیتی منطقه شامل آندزیت، تراکی آندزیت، تراکی داسیت،داسیت و ریولیت هستند. سنگ‌های تراکی آندزیتی- آندزیتی با ظاهری خاکستری رنگ و بافت‌های ریزسنگی پورفیری، جریانی و گلومروپورفیری، سرشار از درشت بلورهای هورنبلند با منطقه‌بندی ترکیبی در زمینه‌ای دانه‌ریزتر هستند. این سنگ‌ها در نزدیکی روستاهای آق قایه، چهارگوشلی و شیخ مصطفی، دارای بلورهای درشت پلاژیوکلاز همراه با آمفیبول‌های سوخته هستند (شکل‌های ۳ الف و ب). پدیده اکسایش سوختگی درشت‌بلورهای آمفیبول به طور گسترده در مقاطع میکروسکوپی دیده می‌شود که به طور کامل یا در حاشیه‌ها میدلمست [۳۲] علت اکسایش را عدم‌تعادل کانی‌های آبدار با محیط بی‌آب و افزایش دما در جریان خروج گدازه بیان می‌کند. برخی نیز [۳۳] اکسایش بلورهای آمفیبول را به افت سریع فشار مربوط می‌دانند.




**شکل۳** الف) آمفیبول با لبه سوخته و دارای منطقه‌بندی ترکیبی در تراکی آندزیت‌های گنبد زهان (XPL)، ب) آندزیت گنبد شیخ مصطفی با بافت جریانی پورفیری و حضور بلورهای کشیده هورنبلند و پلاژیوکلاز(XPL)، پ) ساختار منطقه‌ای در درشت‌بلور پلاژیوکلاز و بافت گلومروپورفیری در داسیت‌های گنبد کاهان (XPL)، ت) حضور درونبوم‌های سیلتستونی در سنگ‌های تراکی آندزیتی گنبد قوچ‌خوار (XPL)، ث) درشت‌بلور درشت سانیدین با بافت غربالی به همراه بلورهای ریز بیوتیت و آمفیبول سوزنی در ریوداسیت‌های گنبد ماهرخ کوه (XPL)، ج) آمفیبول‌های خودشکل با حاشیه سوخته و فراوانی بلورهای ریز و کشیده پلاژیوکلاز با بافت ریزسنگی پورفیری گنبد قوچ قو.


[ DOI: 10.29252/ijcm.26.2.455 ]

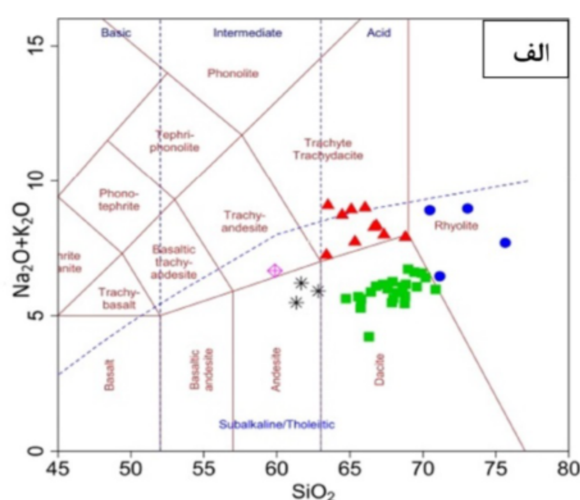
وجـود بافـت گلومروپـورفیری و انباشـت بلورهـا و تـشکیل گلـومرول در سـنگ‌هـای مـورد بررسـی مـی‌توانـد ناشـی از نطفـه‌بنـدی نـاهمگن ایـن بلورهـا باشـد [۳۴]. نیـروی انبـساطی و تـنش برشـی باعـث قطعـه قطعـه شـدن و برشـی شـدن بلورهـای انباشـتی در ماگمـا و تولیـد انباشـته و لختـه‌های گلومروپورفیری می‌شـود کـه بـا صـعود گـدازه بـه طـرف بـالا آورده مـی‌شـوند. اتـصال گلومروپورفیرهـا در گـدازه‌هـا، احتمـالاً بـه کـاهش دمـا و افـزایش گرانـروی ناشـی از آن مربـوط اسـت [۳۵]. در نهایـت، صـعود و انجمـاد سـریع گـدازه‌هـای بـاقی مانـده باعـث انجمـاد زمینـه و در برگـرفتن انباشته‌هـای درشـت‌بلـور و گلومروپـورفیری قـدیمی مـی‌شـود (شـکل ۳ پ). سـنگ‌هـای داسـیتی- تراکـی داسـیتی بیشترین حجم گنبـدهای نیمـه عمیـق نـوار ماگمـایی قوچـان – اسـفراین را تـشکیل مـی‌دهنـد. در ایـن سـنگ‌هـا برونبـوم‌های سیلتستونی به وفـور دیـده مـی‌شـوند (شـکل ۳ ت). ایـن سـنگ‌هـا بـا ظـاهر خاکـستری روشـن دارای بافـت‌هـای پـورفیری بـا زمینـه ریـز بلـور و جریـانی، غربـالی و گلومروپـورفیری متـشکل از مقـادیر بـسیاری از درشـت بلورهـای سـفید رنـگ پلاژیـوکلاز بـا ماکـل چندعنـصری و منطقـه بنـدی ترکیبـی، همـراه بـا هورنبلنـد، سـانیدین و بیوتیـت هـستند (شـکل۳ ج). منطقـه‌بنـدی در پلاژیوکلازهـا را می‌توان بـه تغییـرات بـزرگ مقیـاس در دمـا، فـشار، مقـدار آب و ترکیب گـدازه نـسبت داد کـه بـه احتمـال زیـاد بـا ورود گدازه جدید بـه آشـیانه ماگمـایی همـراه اسـت [۳۶]. درشـت بلورهـای پلاژیـوکلاز بـا بافـت غربـالی همـراه بـا بلورهـای کـشیده بیوتیـت نیـز در مقـاطع میکروسـکپی ایـن سـنگ‌هـا دیـده مـی‌شـود. نمونـه‌هـای برداشـت شـده از کنـاره‌هـای گنبـدها نـسبت بـه نمونـه‌هـای بخـش‌هـای مرکـزی، از بافـت دانه‌ریزتری برخوردار هـستند. بافـت غالـب ریولیـت‌هـا از نـوع فلـسیتی پـورفیری همـراه بـا درشـت‌بلورهـای کـوارتز بـا لبـه خلیج خـوردگی و سـانیدین و بـه مقـدار کمتـر پلاژیـوکلاز در یـک زمینـه ریزبلـور اسـت (شـکل ۳ ث). اگرچـه بـسیاری از درشـت‌بلورهـای کـوارتز دارای لبـه‌هـای صـاف هـستند، امـا بسیاری از آنها، لبه‌های با خلیج خوردگی دارند.

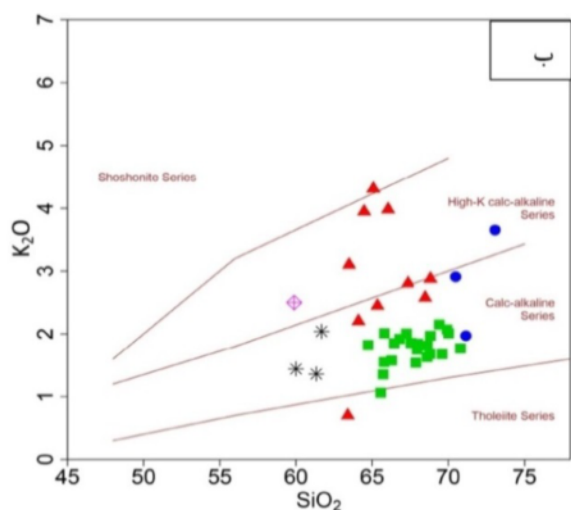
**زمین شیمی**

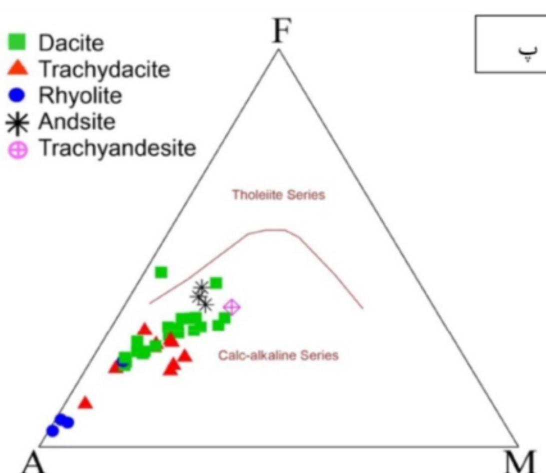
در نمودار $SiO_2$ نسبت به مجموع قلیایی‌ها ($Na_2O + K_2O$) [۳۷]، نمونه‌های برداشت شده از گنبدهای نیمه عمیق منطقه در گستره آندزیت، تراکی آندزیت، داسیت، تراکی داسیت و ریولیت قرار می‌گیرند (شکل ۴ الف) که با نتایج سنگ‌نگاری این سنگ‌ها کاملا همخوانی کامل دارد. در نمودار $K_2O$ نسبت به $SiO_2$ [۳۸]، نمونه‌ها در گستره آهکی-قلیایی عادی تا آهکی-قلیایی پتاسیم بالا قرار می‌گیرند و طیف کلی نمونه‌ها یک دگرگونی تدریجی و آرام از آهکی – قلیایی عادی به آهکی- قلیایی پتاسیم بالا نشان می‌دهند (شکل ۴ ب). در نمودار AFM نیز، نمونه‌های مورد بررسی روند آهکی- قلیایی از خود نشان می‌دهند (شکل ۴ پ) [۳۹] . بر اساس نمودار ویژگی‌های شاخص A/NK نسبت به A/CNK [۴۰]، نمونه‌های منطقه مورد بررسی ویژگی‌های ماگماهای متاآلومین تا اندکی پرآلومین را نشان می‌دهند (شکل ۴ ت). گفته می‌شود که کمان‌های آتشفشانی را می‌توان بر اساس نسبت Ce/Yb به دوسته کمان‌های غنی شده (Ce/Yb>۱۵) و کمتر غنی شده (Ce/Yb<۱۵) تقسیم کرد [۴۱]. با توجه به میانگین حدود ۴۴ برای نسبت Ce/Yb نمونه‌ها، سنگ‌های نیمه عمیق منطقه مورد بررسی مربوط به یک کمان آتشفشانی غنی شده متعلق هستند (جدول ۱). این غنی‌شدگی را می‌توان به نرخ پایین ذوب بخشی گوشته خاستگاه، دگرنهادی شدید خاستگاه گوشته‌ای یا آلایش ماگما با مواد پوسته‌ای نسبت داد. پردازش و تحلیل داده‌های زمین‌شیمیایی نمونه‌ها و مقایسه آنها با معیارهای سنگ‌شناختی آداکیت‌ها [۴۲]، بیانگر شباهت زمین-شیمیایی بسیار زیاد آنهاست. نمونه‌های سنگی بررسی شده در نمودار Y نسبت به Sr/Y [۲] به طور قابل انتظاری در گستره ترکیبی آداکیت‌ها و دور از گستره سنگ‌های آندزیتی-داسیتی- ریولیتی (ADR) معمول کمان قرار گرفته‌اند (شکل ۵ الف). همچنین، با توجه به نمودار تمایز انواع آداکیت‌ها (شکل ۵ ب) [۶]، سنگ‌های مورد بررسی در گروه آداکیت‌های غنی از سیلیس (HSA) قرار می‌گیرند. نمودارهای بهنجار شده عناصر خاکی نادر سنگ‌های آداکیتی منطقه نسبت به گوشته‌ی اولیه (شکل ۶ الف) [۴۳] و کندریت (شکل ۶ ب) [۴۴]، نشان دهنده ارتباط زایشی نمونه‌های گنبدها با یکدیگر، غنی‌شدگی

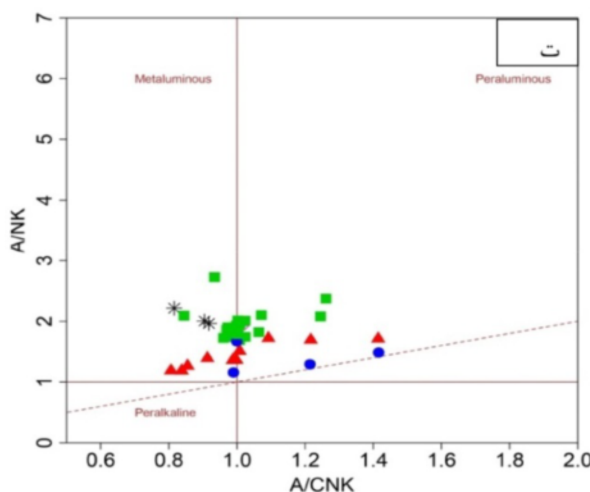

[ DOI: 10.29252/ijcm.26.2.455 ]

آن‌ها از عناصر خاکی نادر سبک (LREE) و عناصر سنگ-دوست بزرگ یون و تهی‌شدگی آن‌ها از عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) و عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) مانند P ،Nb وTi است. این ویژگی‌ها، شاخص ماگماهای آهکی-قلیایی مناطق فرورانش است که از ذوب‌بخشی یک ورقه اقیانوسی فرورانده شده و گوه‌ی گوشته‌ای دگر نهاد روی آن حاصل شده‌اند و در جریان بالا آمدن دستخوش فرایند تبلور جدایشی، هضم و آلایش با مواد پوسته‌ای شده‌اند [۴۶،۴۵]. بسیاری از پژوهشگران [۴۷-۴۹] نامحلول بودن عناصر با شدت میدان بالا در فاز سیال آبگون دگرنهاد کننده گوشته و باقی ماندن آنها در فازهای تفاله‌ای دیرگداز موجود در سنگ کره فرورونده (روتیل‌دار، ایلمنیت، آمفیبولیت پارگازیتی تیتان‌دار، اسفن، اپاتیت، زیرکن) را عامل اصلی این تهی‌شدگی می‌دانند. الگوی موازی روند تغییرات عناصر کمیاب و خاکی نادر نمونه‌ها در نمونه‌های آداکیتی منطقه می‌تواند نشانگر خاستگاه مشترک نمونه‌ها و نقش برجسته تبلور جدایشی در شکل‌گیری ماگمای سازنده آن‌ها باشد [۵۰].



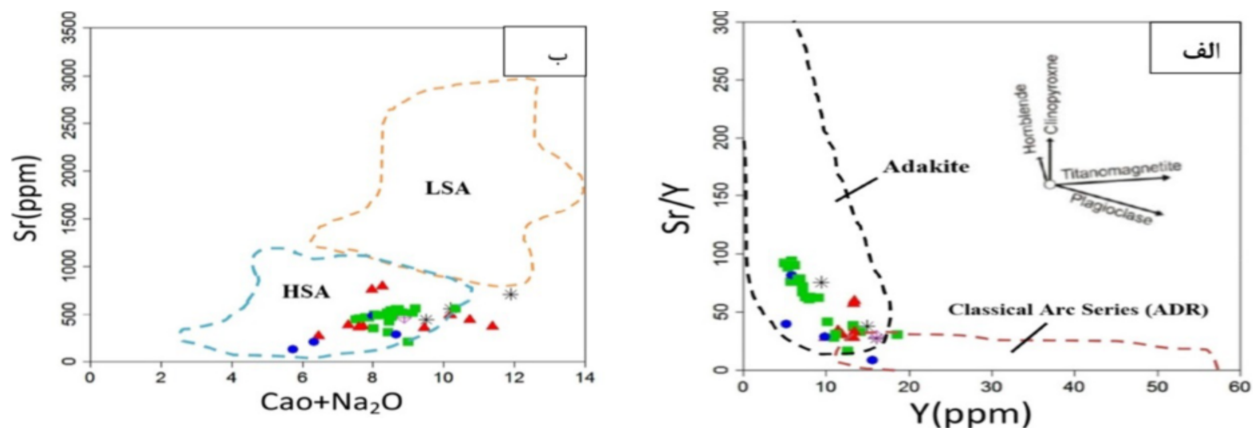



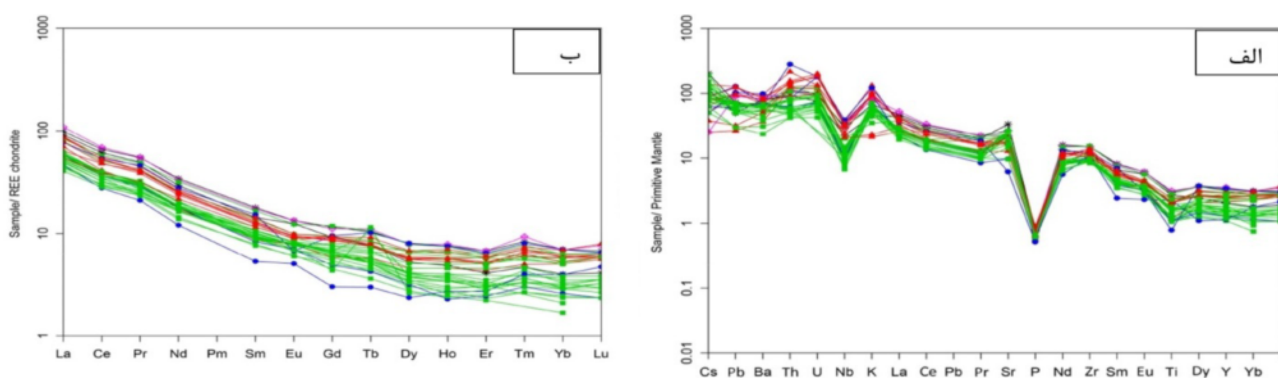




**شکل۴** الف) موقعیت قرارگیری نمونه‌های سنگی بر نمودار $SiO_2$ نسبت به مجموع قلیایی‌ها ($Na_2O$+ $K_2O$) [۳۷]، ب) نمودار $K_2O$ نسبت به $SiO_2$ [۳۸]، پ) نمودار AFM و موقعیت نمونه‌ها در گستره سنگ‌های آهکی-قلیایی [۳۹]، ت) نمودار A/CNK نسبت به A/NK که نشان دهنده ماهیت متاآلومین تا پرآلومین نمونه‌های مورد بررسی است [۴۰].


[ DOI: 10.29252/ijcm.26.2.455 ]




**شکل۵** الف) موقعیت قرارگیری نمونه‌های سنگی بر نمودار Y نسبت به Sr/ Y [۲]، ب) نمودار تمایز انواع آداکیت‌ها [۶].

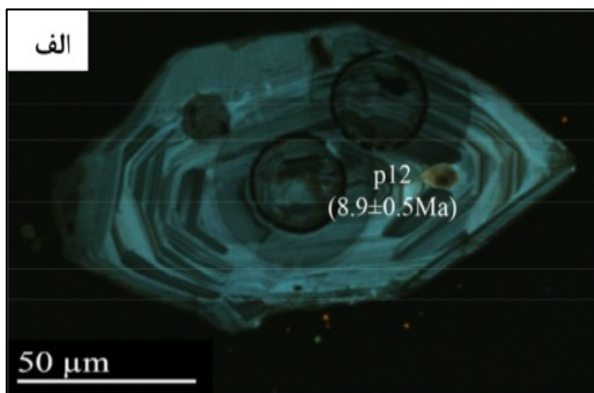


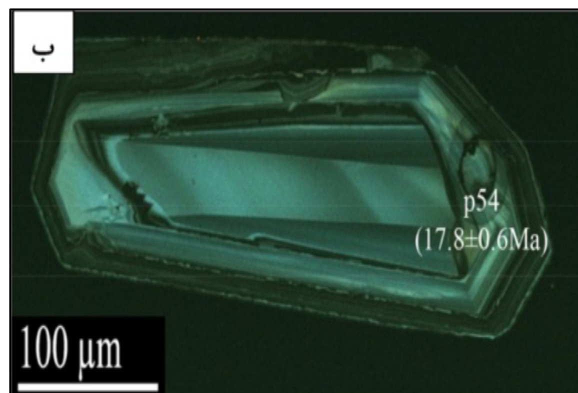

**شکل۶** نمودارهای چند عنصری برای نمونه‌های آداکیتی موجود در نوار ماگمایی قوچان- اسفراین،الف) بهنجار شده به گوشته اولیه [۴۳] و ب) بهنجار به کندریت [۴۴].

**سن‌سنجی U-Pb بر زیرکن**

از بررسی زیرکن‌های انتخاب شده با میکروسکوپ دوچشمی، دیده می‌شود که بیشتر آنها شفاف، خودشکل، برخی از آنها نیمه خود شکل، دارای منطقه‌بندی و رنگ صورتی تا زرد و کمی متمایل به قرمز هستند. طول غالب زیرکن‌های مورد بررسی درگستره ۸۰ تا ۲۵۰ میکرون قرار می‌گیرد (شکل‌های ۷ الف و ب). تجزیه دانه‌های زیرکن بر یکی از نمونه‌ها (AR4) با ترکیب تراکی آندزیت نشان می‌دهد که مقدار اورانیوم (U) از ۲۷۸ تا ۳۲۱۷ ppm و مقدار توریوم (Th) از ۳۴۸ تا ppm ۴۱۲ متغیر است. همچنین نسبت U/Th درگستره ۰٫۸ تا ۴ قرار می‌گیرد که با خاستگاه ماگمایی این سنگ‌ها همخوانی دارد [۵۱] (جدول ۲). نتایج تجزیه شیمیایی اورانیوم – سرب بر ۱۶ نقطه از زیرکن‌های انتخاب شده از نمونه AR4 و ۱۰ نقطه بر زیرکن‌های نمونه Sheykh1 در جدول ۲ آورده شده است. با توجه به منحنی سازگاری و نمودار میانگین سن، سن $^{206}Pb/^{338}U$ (۱۷٫۸۳ ±۰٫۲۴Ma) با میانگین مجذور اغراف وزنی (MSWD) برابر با ۰٫۶۳ و با سطح اطمینان ۰٫۹۵ برای نمونه‌های تراکی آندزیتی و سن $^{206}Pb/^{338}U$ ۸٫۵ ±۰٫۳۴Ma با MSWD برابر با ۰٫۳۰ و با سطح اطمینان ۰٫۹۰ برای نمونه‌های داسیتی بدست آمد (شکل ۸). سن بدست آمده توسط [۲۱،۱۳] و به روش K-Ar برای گنبدهای مورد بررسی در یک نمونه داسیتی ۱۰٫۶ ±۰٫۳Ma و در یک نمونه ریولیتی ۲٫۳۳ ±۰٫۱۲Ma است. با توجه به بررسی‌های صورت گرفته سن نمونه‌های سنگی گنبدهای آداکیتی نوار ماگمایی قوچان اسفراین را از ابتدای میوسن تا پایان پلیوسن می‌توان در نظر گرفت.


[ DOI: 10.29252/ijcm.26.2.455 ]



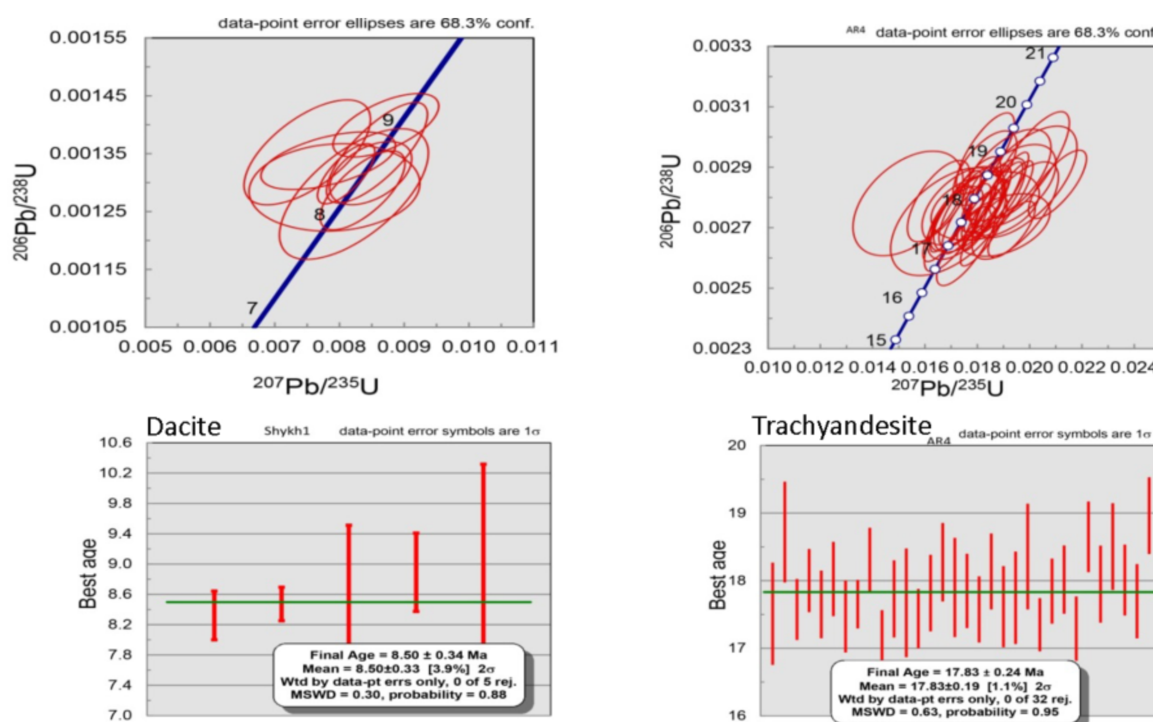

**شکل۷** تصاویر کاتد تابناکی (CL) تهیه شده از نمونه‌های زیرکن جدا شده از دو نمونه، الف)داسیتی (Shykh1) و ب) تراکی آندزیتی (AR4) گنبدهای آداکیتی نوار ماگمایی قوچان – اسفراین.

**جدول۲** نتایج سن‌سنجی نمونه‌های سنگی از گنبدهای آداکیتی نوار ماگمایی قوچان- اسفراین به روش U-Pb.

| Analysis | U (ppm) | $^{206}Pb/^{204}Pb$ | U/Th | $^{206}Pb/^{207}Pb$ | ± (%) | $^{207}Pb/^{235}Pb$ | ± (%) | $^{206}Pb/^{238}U$ | ± (%) | Age (Ma) | ±(m.y.) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| **داسیت آداکینی (نمونه Sheykh1 از گنبد شیخ مصطفی)** | | | | | | | | | | | |
| **Spot 1** | ۲۴۳ | ۲۹۷ | ۱٫۳ | ۵۵٫۵۷۹۵ | ۱۰٫۰ | ۰٫۰۰۳۵ | ۱۰٫۰۹ | ۰٫۰۰۴ | ۱۳٫۴ | ۹٫۱ | ۱٫۲ |
| **Spot 2** | ۲۳۵ | ۷۱۶ | ۱٫۲ | ۱۶٫۰۸۸۰ | ۷٫۹ | ۰٫۰۱۱۶ | ۱۲٫۱ | ۰٫۰۰۱۴ | ۹٫۲ | ۸٫۷ | ۰٫۸ |
| **Spot 3** | ۸۸۳ | ۱۸۳۹ | ۱٫۲ | ۲۳٫۷۵۸۱ | ۲٫۷ | ۰٫۰۰۸۵ | ۴٫۹ | ۰٫۰۰۱۳ | ۲٫۷ | ۸٫۶ | ۰٫۳ |
| **Spot 4** | ۵۱۶ | ۴۱۲ | ۰٫۸ | ۸۸٫۰۰۴۵ | ۴۰٫۷ | ۰٫۰۰۲۰ | ۴۰٫۹ | ۰٫۰۰۱۳ | ۳٫۹ | ۸٫۳ | ۰٫۳ |
| **Spot 5** | ۹۰۸ | ۲۰۲۳ | ۱٫۰ | ۲۲٫۳۶۸۷ | ۲٫۵ | ۰٫۰۰۸۱ | ۳٫۶ | ۰٫۰۰۱۳ | ۲٫۶ | ۸٫۵ | ۰٫۲ |
| **Spot 6** | ۷۵۹ | ۹۴۲ | ۰٫۸ | ۲۳٫۱۲۷۶ | ۳٫۸ | ۰٫۰۰۸۴ | ۵٫۲ | ۰٫۰۰۱۳ | ۳٫۵ | ۸٫۴ | ۰٫۴ |
| **Spot 7** | ۹۱۱ | ۲۱۲۵ | ۱٫۰ | ۲۲٫۵۵۲۹ | ۲٫۲ | ۰٫۰۰۸۷ | ۶٫۲ | ۰٫۰۰۱۴ | ۲٫۶ | ۸٫۵ | ۰٫۲ |
| **Spot 8** | ۷۷۵ | ۹۸۰ | ۱٫۸ | ۳۰٫۸۱۰۰ | ۱۰٫۵ | ۰٫۰۰۷۳ | ۱۰٫۸ | ۰٫۰۰۱۶ | ۲٫۵ | ۱۰٫۵ | ۰٫۳ |
| **Spot 10** | ۶۹۳ | ۸۳۵ | ۱٫۵ | ۲۱٫۳۶۸۳ | ۴٫۶ | ۰٫۰۰۹ | ۶٫۰ | ۰٫۰۰۱۳ | ۴٫۷ | ۸٫۷ | ۰٫۵ |
| **Spot 12** | ۸۰۹ | ۹۴۱ | ۰٫۵ | ۲۷٫۰۸۶۶ | ۷٫۲ | ۰٫۰۰۷۰ | ۹٫۲ | ۰٫۰۰۱۴ | ۵٫۸ | ۸٫۹ | ۰٫۵ |
| **تراکی آندزیت آداکیتی (نمونه AR4 از گنبد ارسنگ)** | | | | | | | | | | | |
| **Spot 36** | ۲۷۸ | ۲۳۶۵ | ۰٫۸ | ۲۲٫۱۹۰۳ | ۷٫۵ | ۰٫۰۱۶۹ | ۸٫۶ | ۰٫۰۰۲۷ | ۳٫۴ | ۱۷٫۵ | ۰٫۸ |
| **Spot 37** | ۳۳۲ | ۲۵۷۹۹ | ۲٫۴ | ۲۰٫۰۴۹۸ | ۳٫۱ | ۰٫۰۲۰۰ | ۵٫۰ | ۰٫۰۰۲۹ | ۴٫۰ | ۱۸٫۷ | ۰٫۷ |
| **Spot 38** | ۴۹۸ | ۲۲۸۵۱ | ۲٫۵ | ۲۱٫۸۵۹۹ | ۲٫۹ | ۰٫۰۱۷۲ | ۳٫۹ | ۰٫۰۰۲۷ | ۲٫۶ | ۱۷٫۶ | ۰٫۵ |
| **Spot 39** | ۵۵۹ | ۱۳۵۵۰ | ۱٫۲ | ۲۱٫۰۲۰۰ | ۲٫۳ | ۰٫۰۱۸۳ | ۳٫۵ | ۰٫۰۰۲۸ | ۲٫۶ | ۱۸٫۰ | ۰٫۵ |
| **Spot 40** | ۱۴۱۹ | ۴۰۵۱۸ | ۳٫۶ | ۲۰٫۶۵۰۳ | ۱٫۴ | ۰٫۰۱۸۳ | ۳٫۲ | ۰٫۰۰۲۷ | ۲٫۸ | ۱۷٫۶ | ۰٫۵ |
| **Spot 41** | ۶۱۲ | ۱۴۰۱۷ | ۱٫۹ | ۲۰٫۶۶۶۸ | ۲٫۸ | ۰٫۰۱۸۷ | ۱٫۴ | ۰٫۰۰۲۸ | ۳٫۱ | ۱۸٫۰ | ۰٫۵ |
| **Spot 42** | ۶۱۲ | ۵۰۳۳ | ۱٫۲ | ۲۲٫۱۴۰۰ | ۲٫۲ | ۰٫۰۱۶۹ | ۳٫۸ | ۰٫۰۰۲۷ | ۳٫۱ | ۱۷٫۵ | ۰٫۵ |
| **Spot 43** | ۱۶۳۱ | ۱۳۸۸۶ | ۴٫۰ | ۲۰٫۸۳۲۰ | ۱٫۸ | ۰٫۰۱۸۱ | ۲٫۷ | ۰٫۰۰۲۷ | ۲٫۰ | ۱۷٫۷ | ۰٫۴ |
| **Spot 44** | ۵۶۰ | ۶۲۲۷۶ | ۱٫۶ | ۱۸٫۶۰۱۶ | ۲٫۳ | ۰٫۰۲۱۱ | ۳٫۵ | ۰٫۰۰۲۸ | ۲٫۶ | ۱۸٫۳ | ۰٫۵ |
| **Spot 45** | ۷۳۴ | ۱۲۳۰۵ | ۱٫۰ | ۲۰٫۷۰۹۰ | ۲٫۷ | ۰٫۰۱۷۶ | ۴٫۲ | ۰٫۰۰۲۶ | ۳٫۳ | ۱۷٫۷ | ۰٫۶ |
| **Spot 47** | ۷۰۹ | ۶۱۹۱ | ۲٫۶ | ۲۲٫۱۰۸۶ | ۱٫۹ | ۰٫۰۱۷۲ | ۳٫۸ | ۰٫۰۰۲۸ | ۳٫۲ | ۱۷٫۷ | ۰٫۶ |
| **Spot 48** | ۵۵۲ | ۶۱۶۵ | ۱٫۴ | ۲۱٫۶۹۹ | ۳٫۱ | ۰٫۰۱۷۴ | ۵٫۵ | ۰٫۰۰۲۷ | ۴٫۶ | ۱۷٫۷ | ۰٫۸ |
| **Spot 49** | ۳۵۲ | ۳۱۷۴ | ۲٫۰ | ۱۹٫۶۴۲۶ | ۵٫۶ | ۰٫۰۱۹۰ | ۶٫۲ | ۰٫۰۰۲۷ | ۲٫۵ | ۱۷٫۴ | ۰٫۴ |
| **Spot 50** | ۳۵۹ | ۳۴۳۹۸ | ۲٫۳ | ۲۱٫۵۸۸۲ | ۲٫۸ | ۰٫۰۱۷۷ | ۳٫۴ | ۰٫۰۰۲۸ | ۳٫۲ | ۱۷٫۸ | ۰٫۶ |
| **Spot 51** | ۱۹۹ | ۳۵۴۷ | ۱٫۶ | ۲۰٫۲۹۵۰ | ۵٫۰ | ۰٫۰۱۹۳ | ۵٫۹ | ۰٫۰۰۲۸ | ۳٫۲ | ۱۸٫۳ | ۰٫۶ |



[ DOI: 10.29252/ijcm.26.2.455 ]




**شکل۸** نمودارهای تعیین سن سازگاری و میانگین سن بر اساس نتایج تجزیه‌های ایزوتوپی U-Pb بر زیرکن جدا شده از نمونه‌های داسیتی (Shykh1) و تراکی آندزیتی (AR4) گنبدهای آداکیتی نوار ماگمایی قوچان – اسفراین.

**بررسی ایزوتوپ‌های Sr-Nd**

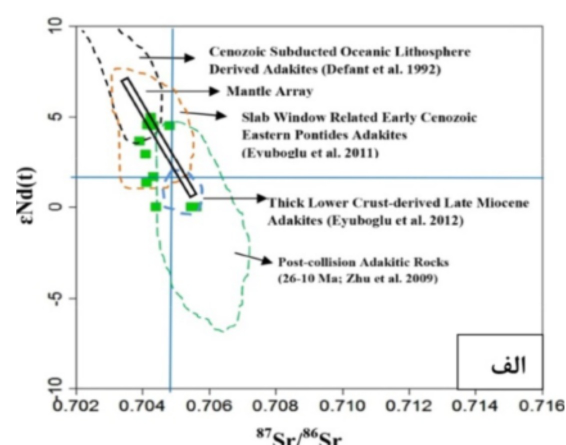
یازده نمونه از سنگ‌های مورد بررسی برای ایزوتوپ‌های استرانسیوم و نئودیمیم تجزیه شیمیایی شدند که نتایج آن در جدول ۳ دیده می‌شود. مقدار نسبت آغازین $^{143}Nd/^{144}Nd$ نمونه‌های مورد بررسی با ترکیب آندزیت، تراکی آندزیت و داسیت و کدهای GKHB1, MH2, MH4, ZH4, ZH6, CHA3, CH12, SYKH11 در گستره ۰٫۵۱۲۶۴۱ تا ۰٫۵۱۲۸۰۳ قرار دارد و مقدار نسبت آغازین $^{87}Sr/^{86}Sr$ این نمونه‌ها بین ۰٫۷۰۳۹۰۳ تا ۰٫۷۰۴۸۰۳و مقدار Nd(t) آنها بین ۱٫۳۴+ تا ۴٫۹۸+ متغیر است.

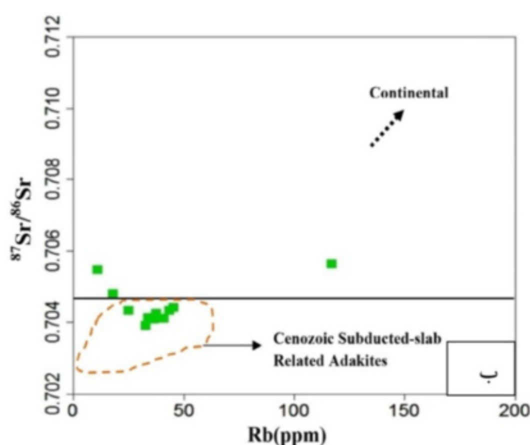
همخوانی نسبی مقادیر ایزوتوپی این نمونه‌ها نشانگر ناشی شدن آنها از گدازه‌های مولد یکسان و مخزن مشابه طی فرآیند جدایش ماگمایی است. همچنین نمونه‌های تراکی داسیتی و ریولیتی با کدهای GKH1, SKA22, AR1 دارای نسبت آغازین $^{143}Nd/^{144}Nd$ بین ۰٫۵۱۲۵۸۱ تا ۰٫۵۱۲۶۲۳ و مقدار نسبت آغازین $^{87}Sr/^{86}Sr$ در گستره ۰٫۷۰۴۴۰۴ تا ۰٫۷۰۵۶۲۷ و مقدار Nd(t) بین ۰٫۸۶- تا ۰٫۴۹+ هستند. با توجه به بررسی‌های صحرایی و زمین‌شیمیایی و ویژگی‌های ایزوتوپی همخوان با نمونه‌های پیشین، می‌توان نتیجه گرفت که این نمونه ها نیز از ماگمای مولد مشابه اما دارای غنی‌شدگی بیشتر پدیده آمده باشند. همچنین به نظر می‌رسد که این نمونه‌ها طی صعود در معرض آلودگی با مواد پوسته‌ای قاره‌ای قرار گرفته‌اند. با توجه به نمودار تغییرات $^{87}Sr/^{86}Sr$ نسبت به Nd [۵۲] نمونه‌های مورد بررسی در گستره آداکیت‌های مشتق شده از پوسته اقیانوسی فرورونده و آداکیت‌های ابتدای سنوزوئیک مربوط به پنجره ورقه فرورونده گسیخته شده [۵۳] قرار می‌گیرند. در نمودار تغییرات $^{87}Sr/^{86}Sr$ نسبت به Rb [۵۴] نیز بیشتر سنگ‌های مورد بررسی در میدان آداکیت‌های مشتق شده از ذوب ورقه فرورانده شده کمان سنوزوئیک قرار گرفته‌اند (شکل‌های ۹ الف و ب). مقادیر نسبت‌های ایزوتوپی $^{87}Sr/^{86}Sr$ بالاتر و $^{143}Nd/^{144}Nd$ پایین‌تر تعداد معدودی از نمونه‌ها با توجه به شواهد سنگ‌نگاری و زمین‌شیمیایی و روند جدایش ماگمایی این سنگ‌ها از تراکی آندزیت به ریولیت به همراه دیگر شواهد صحرایی و زمین‌شیمیایی نشان می‌دهد که این سنگ‌ها نیز دارای خاستگاه مشابه با گروه پیشین سنگ‌ها هستند اما دستخوش فرایندهای آلایش ماگمایی در صعود با سنگ‌های پوسته قاره‌ای شده‌اند. از این رو می‌توان گفت که سنگ‌های نیمه عمیق نوارماگمایی قوچان اسفراین از ذوب ورقه اقیانوسی فرورانش یافته‌ی نئوتتیس شاخه سبزوار ناشی شده و در جریان صعود دچار آلایش با سنگ‌های پوسته قاره‌ای شده‌اند.


[ DOI: 10.29252/ijcm.26.2.455 ]

**جدول۳** نتایج تجزیه‌های ایزوتوپی Sr-Nd نمونه‌های سنگی از گنبدهای آداکیتی نوار ماگمایی قوچان- اسفراین.

| نمونه | Nd (ppm) | Sm (ppm) | $(^{143}Nd/^{144}Nd)$ m | $(^{143}Nd/^{144}Nd)$ i | □Nd (10Ma) | خطا (2s) | Sr (ppm) | Rb (ppm) | $(^{87}Sr/^{86}Sr)$m | $(^{87}Sr/^{86}Sr)$i | خطا (2s) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| **MH4** | ۹٫۱۰ | ۱٫۵۵ | ۰٫۵۱۲۸۸۷ | ۰٫۵۱۲۸۸۰ | ۴٫۹۸ | ۰٫۰۰۰۰۲۶ | ۴۷۵٫۳۰ | ۳۷٫۷۰ | ۰٫۷۰۴۲۸۶ | ۰٫۷۰۴۲۵۲ | ۰٫۰۰۰۰۱۵ |
| **CHA3** | ۱۰ | ۱٫۹۶ | ۰٫۵۱۲۸۶۷ | ۰٫۵۱۲۸۶۷ | ۴٫۵۷ | ۰٫۰۰۰۰۱۱ | ۳۵۹ | ۳۳٫۹ | ۰٫۷۰۴۱۷۷ | ۰٫۷۰۴۱۳۸۲ | ۰٫۰۰۰۰۱۲ |
| **ZH6** | ۸٫۷۰ | ۱٫۶۰ | ۰٫۵۱۲۷۸۳ | ۰٫۵۱۲۷۷۶ | ۲٫۹۵ | ۰٫۰۰۰۰۱۱ | ۵۵۳٫۲۰ | ۳۶٫۵۰ | ۰٫۷۰۴۱۱۰ | ۰٫۷۰۴۰۸۲ | ۰٫۰۰۰۰۲۱ |
| **SYKH1** | ۱۰٫۷۰ | ۱٫۷۸ | ۰٫۵۱۲۸۲۰ | ۰٫۵۱۲۸۱۴ | ۳٫۶۸ | ۰٫۰۰۰۰۱۱ | ۵۵۶٫۴۰ | ۳۲٫۸۰ | ۰٫۷۰۳۹۲۴ | ۰٫۷۰۳۹۰۳ | ۰٫۰۰۰۰۱۸ |
| **ZH4** | ۹٫۱ | ۱٫۵۹ | ۰٫۵۱۲۷۰۱ | ۰٫۵۱۲۶۹۴ | ۱٫۳۴ | ۰٫۰۰۰۰۱۱ | ۵۴۷ | ۴۱٫۱ | ۰٫۷۰۴۱۴۹ | ۰٫۷۰۴۱۱۸۲ | ۰٫۰۰۰۰۱۸ |
| **GhkB1** | ۲۱٫۹۰ | ۴٫۲۲ | ۰٫۵۱۲۸۶۰ | ۰٫۵۱۲۸۴۵ | ۴٫۵۲ | ۰٫۰۰۰۰۲۳ | ۷۶۰٫۳۰ | ۱۷٫۹۰ | ۰٫۷۰۴۸۲۱ | ۰٫۷۰۴۸۰۳ | ۰٫۰۰۰۰۲۰ |
| **CH12** | ۲۲٫۸۵ | ۴٫۷۷ | ۰٫۵۱۲۸۶۱ | ۰٫۵۱۲۶۴۱ | ۴٫۵۲ | ۰٫۰۰۰۰۲۳ | ۶۴۸٫۰۰ | ۲۵٫۰۰ | ۰٫۷۰۴۳۶۴ | ۰٫۷۰۴۳۳۴ | ۰٫۰۰۰۰۲۰ |
| **AR1** | ۲۲٫۸۸ | ۳٫۸۱ | ۰٫۵۱۲۶۳۰ | ۰٫۵۱۲۶۲۳ | -۰٫۰۳ | ۰٫۰۰۰۰۱۷ | ۴۴۳٫۰۰ | ۱۱٫۰۰ | ۰٫۷۰۵۴۷۰ | ۰٫۷۰۵۴۶۸ | ۰٫۰۰۰۰۲۰ |
| **GKH1** | ۱۶٫۹۰ | ۲٫۹۱ | ۰٫۵۱۲۶۷۰ | ۰٫۵۱۲۶۰۰ | ۰٫۴۹ | ۰٫۰۰۰۰۹ | ۴۰۰٫۰۰ | ۱۱۷٫۰ | ۰٫۷۰۵۷۴۷ | ۰٫۷۰۵۶۲۷ | ۰٫۰۰۰۰۱۴ |
| **SKA22** | ۱۱٫۷۰ | ۲٫۰۵ | ۰٫۵۱۲۵۸۸ | ۰٫۵۱۲۵۸۱ | -۰٫۸۶ | ۰٫۰۰۰۰۱۸ | ۴۸۳٫۳۰ | ۴۵٫۲۰ | ۰٫۷۰۴۴۴۳ | ۰٫۷۰۴۴۰۴ | ۰٫۰۰۰۰۲۱ |
| **MH2** | ۱۱٫۲۰ | ۱٫۸۳ | ۰٫۵۱۲۷۱۷ | ۰٫۵۱۲۷۱۱ | ۱٫۶۷ | ۰٫۰۰۰۰۵ | ۴۷۷٫۰۰ | ۴۳٫۵۰ | ۰٫۷۰۴۳۶۷ | ۰٫۷۰۴۳۳۰ | ۰٫۰۰۰۰۱۸ |



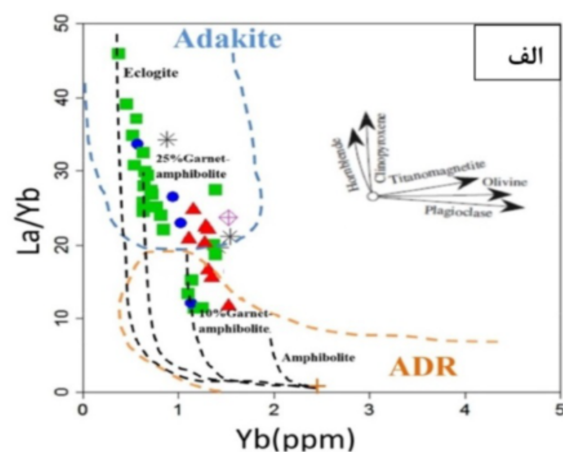

**شکل۹** الف) نمودار $^{87}Sr/^{86}Sr$ آغازین نسبت به εNd(t) برای سنگ‌های آداکیتی نئوژن در نوار ماگمایی قوچان- اسفراین [۵۲]، ب)نمودار تغییرات $^{87}Sr/^{86}Sr$ نسبت به Rb [۵۷].

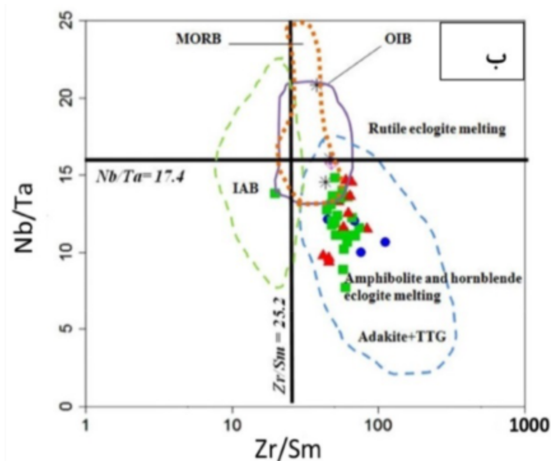
## بحث

پژوهش‌های مختلف نشان می‌دهد که ذوب‌بخشی سنگ‌های فرابازی در رخساره اکلوژیت تا آمفیبولیت، هم در پوسته اقیانوسی فرورانده شده و هم در پوسته قاره‌ای ضخیم شده، قادر به تولید گدازه‌هایی با ویژگی‌های زمین‌شیمیایی آداکیت- هاست [۵۵-۵۷]. فروافتادن بخش‌هایی از مواد پوسته قاره‌ای زیرین به داخل گوشته و ذوب‌بخشی آن نیز ممکن است فرآیندی موثر در تولید گدازه‌های آداکیتی باشد [۵۸]. چنین گدازه‌ای در اثر واکنش با پریدوتیت گوشته‌ای، شامل مقادیر بالاتری از MgO، Ni و مقادیر پایین‌تری از $Al_2O_3$، $Na_2O$ و $SiO_2$ خواهد بود. سایر مدل‌های ارائه شده برای تشکیل ماگماهای آداکیتی شامل تبلور جدایشی فشار بالای ماگمای بازالتی معمول کمان‌ها در میدان پایداری گارنت [۵۹] و یا رخداد جدایش همراه با آلایش [۶۰]، ذوب مجدد سنگ‌های برآمده از انجماد ماگمای مافیک تزریق شده در زیر پوسته ضخیم قاره‌ای [۶۱] و تبلور جدایشی گارنت + آمفیبول از گدازه‌های بخشی معمول برآمده از گوه گوشته‌ای [۶۲] هستند. در نمودار La/Yb نسبت به Yb [۵۵] نمونه‌های آداکیتی مورد بررسی بر منحنی ذوب‌بخشی ورقه اقیانوسی فرورونده قرار می‌گیرند و با ذوب‌بخشی یک خاستگاه گارنت آمفیبولیتی با نرخ حدود ۲۵ درصد همخوانی دارد (شکل ۱۰ الف). ویژگی‌های زمین‌شیمیایی سنگ‌های آذرین نئوژن کمان ماگمایی قوچان - اسفراین، از جمله تهی‌شدگی از HREE (Y ~۱۰٫۱۳ ppm، Yb~۱٫۰۱ppm) به همراه مقادیر بالای Sr/Y (~ ۵۲) و ۱<

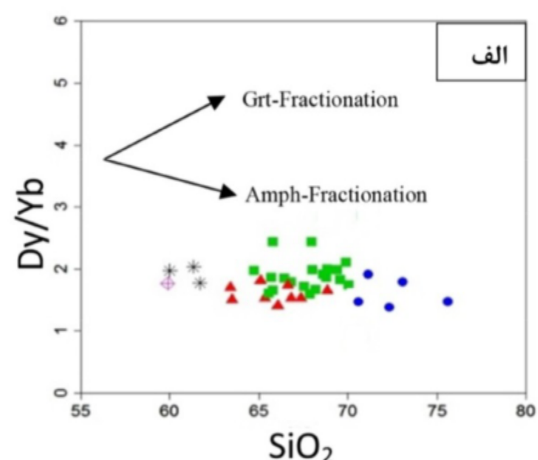

[ DOI: 10.29252/ijcm.26.2.455 ]

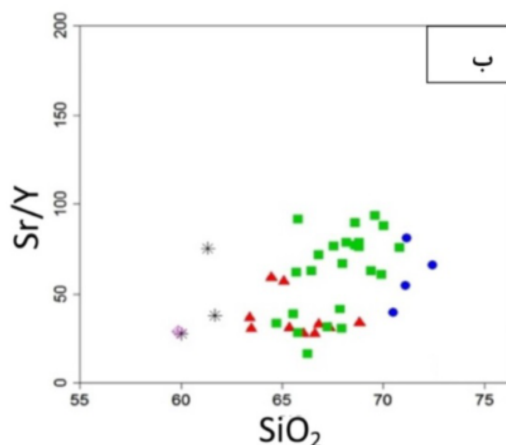
$(Gd/Yb)_N$ که شاخص حضور گارنت به عنوان فاز کانیایی باقیمانده در محل مخزن طی طول ذوب‌بخشی و شرایط فشار بالای ذوب است و هچنین تهی‌شدگی از عناصر HFS مانند Nb و Ti که بر حضور فازهای کانیایی باقیمانده روتیل و یا آمفیبول تیتان دار در محل مخزن دلالت دارد [۶۳] و بالا بودن مقدار Sr و نسبت Sr/Y که حاکی از نبودن پلاژیوکلاز به عنوان یک فاز باقیمانده معمول در محل مخزن است، نشان کننده تشکیل ماگمای سازنده سنگ‌های آداکیتی نوار ماگمایی قوچان- اسفراین از ذوب بخشی یک منبع گارنت آمفیبولیتی یا اکلوژیتی ناشی از دگرگونی ورقه اقیانوسی فرورانده سبزوار است. در نمودار تغییرات Nb/Ta نسبت به Zr/Sm [۶۴] سنگ‌های آداکیتی منطقه در گستره ترکیبات آداکیتی و سری تونالیت – ترانجمیت-گرانودیوریت (TTG)، قرار می‌گیرند که بیانگر ذوب‌بخشی یک خاستگاه با ترکیب آمفیبولیت و یا اکلوژیت هورنبلنددار است (شکل ۱۰ ب). مقادیر پایین MREE (Tb<0.5) و Y (۵-۱۶ ppm) به همراه روند تقریباً کاهشی Dy/Yb با افزایش $SiO_2$ و افزایش قابل توجه نسبت Sr/Y در ترکیبات دگرگون شده‌تر مانند داسیت و ریولیت می‌تواند با تبلور جدایشی آمفیبول به عنوان عامل مهم دگرگونی ماگما توجیه شود [۶۵] (شکل ۱۱) . با توجه به نمودار Th نسبت به Th/Ce [۶۶]، نمونه‌های آداکیتی منطقه به دور از گستره گدازه‌های پوسته قاره‌ای زیرین و در میدان آداکیت‌های مشتق شده از ذوب ورقه فرورانده شده و آداکیت‌های پس از برخورد واقع می‌شوند (شکل ۱۲ الف).



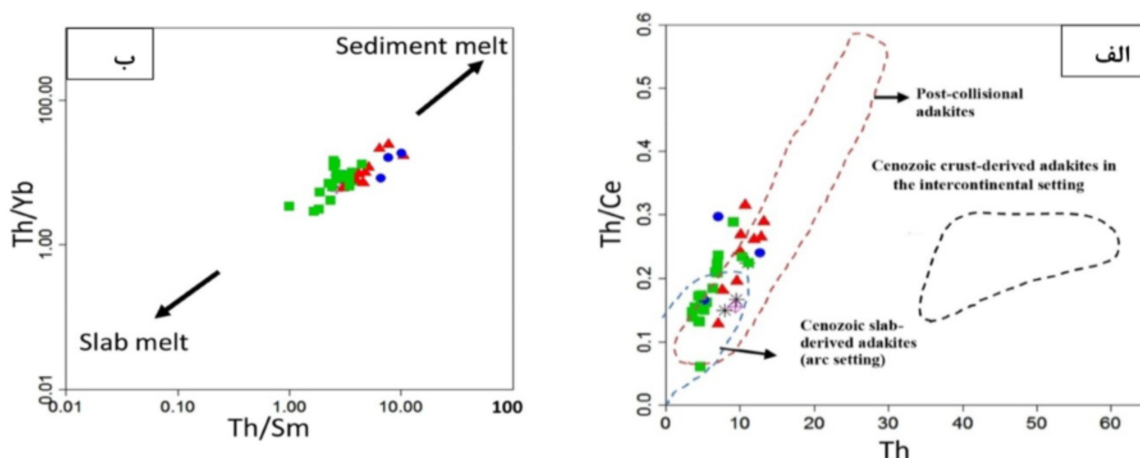

**شکل۱۰** الف) نمودار تغییرات La/Yb نسبت به Yb که نشان دهنده ماهیت آداکیتی سنگ‌های منطقه مورد بررسی در مقایسه با سنگ‌های شاخص کمانی عادی است [۵۵] و ب)نمودار تغییرات Nb/Ta نسبت به Zr/Sm [۶۴] برای سنگ‌های آداکیتی نوارماگمایی قوچان – اسفراین.



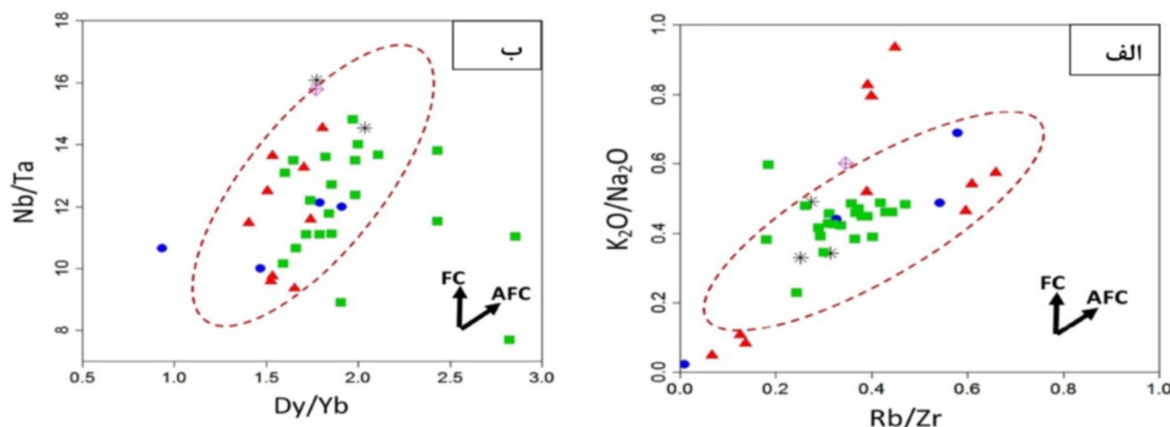

**شکل۱۱** نمودار تغییرات Dy/Yb و Sr/Y نسبت به $SiO_2$ برای نمونه‌های آداکیتی مورد بررسی.


[ DOI: 10.29252/ijcm.26.2.455 ]




**شکل۱۲** الف) نمودار تغییرات Th نسبت به Th/Ce که میدان‌های مشخص شده بر نمودار برگرفته از مرجع [۶۶] است، ب) نمودارتغییرات Th/Yb نسبت به Th/Sm برای سنگ‌های آداکیتی نئوژن در منطقه مورد بررسی که نشان دهنده روند خطی و قرارگیری نمونه‌ها در بین گدازه-های برآمده از ذوب ورقه فرورونده و رسوبات است، موقعیت گدازه تختال برگرفته از مرجع [۴۳].

در محیط‌های کمانی امروزی که مقادیر قابل توجهی رسوبات به همراه پوسته اقیانوسی فرورانده می‌شوند، نسبت Th/Yb در گدازه از ۲ بیشتر است، اما در محیط‌های کمانی بدون مشارکت رسوبات، این نسبت در گدازه برآمده به کمتر از ۱ می‌رسد [۶۸،۶۷]. این نسبت در سنگ‌های آداکیتی مورد بررسی تا ۱۰ نیز می‌رسد، همچنین نسبت مقادیر Th/Sm به Th/Nb از یک روند خطی برخوردار است که این امر می‌تواند مشارکت رسوبات روی ورقه فرورونده را در تشکیل گدازه سازنده سنگ‌های منطقه پیشنهاد کند (شکل ۱۲ ب) [۵۹]. همچنین با توجه به مقادیر بالای Rb/Sr، $K_2O$، Th و Y در برخی از نمونه‌ها، به نظر می‌رسد که صعود ماگما از میان پوسته قاره‌ای ضخیم باعث انجام فرایندهای هضم و تبلور جدایشی (AFC) شده است. فرایند AFC با غنی‌شدگی $K_2O$ نسبت به $Na_2O$ یا غنی‌شدگی عناصر ناسازگار LILE مانند Rb، Th و Ba نسبت به عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) مانند Sr می‌شود [۶۹]. نمودار Nb/Ta نسبت به Dy/Yb و $K_2O/Na_2O$ نسبت به Rb/Zr نشان دهنده نقش فرایند هضم و جدایش بلوری بر دگرگونی سنگ‌های آداکیتی نئوژن در نوار ماگمایی قوچان – اسفراین است (شکل ۱۳). همه شواهد زمین‌شیمیایی این پژوهش، نشان دهنده ماهیت آهکی-قلیایی، نقش تبلور جدایشی و فرآیندهای هضم و آلایش ماگمایی در شکل‌گیری ماگما، ماهیت فرورانشی کمان قاره‌ای آن، وجود یک مخزن با خاستگاه اکلوژیتی یا گارنت آمفیبولیتی برآمده از ورقه فرورانده شده با تأثیر پوسته قاره‌ای زیرین با سرشت آداکیتی در گستره زمانی میوسن زیرین تا پلیوسن پسین است.




**شکل۱۳** نمودار تغییرات $K_2O/Na_2O$ نسبت به Rb/Zr و Nb/Ta نسبت به Dy/Yb [۶۹]،که نشان‌دهنده‌ی فرآیند هضم و تبلور جدایشی (AFC) در نمونه‌های آداکیتی منطقه مورد بررسی هستند.


[ DOI: 10.29252/ijcm.26.2.455 ]

با توجه به وجود بازالت‌های غنی از نیوبیوم با سن مشابه [۷۰] در نزدیکی آداکیت‌های نام برده و با رخداد آداکیتی دراز مدت در این منطقه، در فاصله ۲۰ میلیون سال پس از بسته شدن حوضه اقیانوسی سبزوار (پالئوسن پایانی- ائوسن آغازین) و همچنین مشابهت ویژگی‌های زمین‌شیمیایی و ایزوتوپی سنگ‌های مورد بررسی با سنگ‌های آداکیتی شرق ترکیه [۷۱] و همچنین مناطق مشابه در ایران مانند شمال غرب ایران [۹] بخش مرکزی ارومیه – دختر در اطراف منطقه انار [۱۰] که جداشدن ورقه نئوتتیس زیر منطقه انار و احتمالا شمال غرب ایران را علت فعالیت ماگمایی آداکیتی پرسیلیس با گستره‌های سنی بین ۱۰ تا ۱ میلیون سال در این نقاط می‌دانند، فرضیه گسیختگی سنگ‌کره اقیانوسی فرورانده شده سبزوار را می‌توان در گستره زمانی میوسن- پلیوسن مطرح نمود. بسیاری از مدل‌های ارائه شده زمان تاخیری ۲۰ تا ۱۰ میلیون ساله را برای گسیختگی ورقه فرورو، پس از برخورد پیشنهاد می‌کنند [۷۲]. در این فرضیه بخش بالایی ورقه فرورونده در برابر فرورانش مقاومت می‌کند در حالی که بخش پایینی ورقه اقیانوسی همچنان در حال فرورانش رو به پایین است تا اینکه دچار گسیختگی شود و شروع به فرو رفتن در گوشته و ذوب شدن نماید. گسیختگی ورقه فرورونده و بالا آمدن سست کره داغ از طریق دریچه ورقه اقیانوسی، فرایند قابل توجیهی برای توضیح ایجاد و تداوم جریان‌های گرمایی داغ در کمان‌های بالغ است [۷۳]. تولید جریان‌های شدید گرمایی باعث ایجاد گدازه از لبه‌های ورقه اقیانوسی گسیخته شده می‌شود و ماگماهای آداکیتی سیلیس بالا (HSA) تولید می‌کند. از طرفی، گدازه‌های داغ گوشته‌ای سست کره از میان پنجره ایجاد شده ناشی از گسیختگی ورقه اقیانوسی، بالا آمده و باعث ذوب‌بخشی اندک گوه گوشته‌ای دگرنهاد شده می‌شود. این گدازه‌ها می‌توانند سنگ‌های بازالتی با ماهیت قلیایی و غنی از نیوبیوم ایجاد کنند [۸،۵]. در منطقه مورد بررسی، همراهی این بازالت‌های قلیایی غنی از نیوبیوم (HNB) را می‌توان با آداکیت‌ها مشاهده کرد [۷۰،۷۴]. با توجه به داده‌های زمین‌شیمیایی و ایزوتوپی و اثبات فعالیت ماگمایی آداکیتی در منطقه، مدل گسیختگی ورقه اقیانوسی سبزوار و فعالیت ماگمایی پس از برخورد مربوط به فرورانش این اقیانوس می‌تواند مهم‌ترین عامل در تشکیل سنگ‌های ماگمایی آداکیتی نئوژن در نوار ماگمایی قوچان – اسفراین شمال شرق ایران باشد.

## برداشت

گنبدهای آداکیتی نئوژن در نوار ماگمایی جنوب قوچان - اسفراین، فرآورده ماگمایی مربوط به افیولیت‌های شمال سبزوار هستند که با روند تقریبا شرقی- غربی و به موازات آن قرار دارند. این گنبدها با ترکیب سنگ‌شناسی ریولیت، داسیت، تراکی آندزیت و آندزیت و ماهیت آهکی- قلیایی به صورت گنبدهای بزرگ و کوچک، با روند شمال غربی – جنوب شرقی، سنگ‌های رسوبی ژوراسیک، سنگ‌های آتشفشانی – رسوبی ائوسن و سنگ‌های رسوبی میوسن و پلیوسن را قطع کرده‌اند.

این سنگ‌ها بخشی از کمان ماگمایی قوچان-اسفراین هستند که در ادامه فرورانش سنگ‌کره اقیانوسی نئوتتیس سبزوار از ائوسن میانی تا میوسن-پلیوسن در یک پهنه فرورانش کرانه قاره با شیب رو به شمال به وجود آمده‌اند. با توجه به شواهد زمین‌شیمیایی و ایزوتوپی، فعالیت ماگمایی یاد شده از نوع آداکیتی پرسیلیس و خاستگاه آن، ذوب ورقه اقیانوسی گسیخته شده سبزوار در زمان میوسن آغازین – پلیوسن پایانی در گستره‌ی پایداری گارنت آمفیبولیت یا اکلوژیت است که طی صعود دستخوش فرآیندهای تبلور جدایشی، هضم و آلایش ماگمایی شده است.

## مراجع

[1] Kay R.W., *"Aleutian magnesian andesites: melts from subducted Pacific ocean crust"*, Journal of Volcanology and Geothermal Research 4 (1978) 117-132.

[2] Defant M.J., Drummond M.S., *"Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere"*, Nature 347(1990) 662-665.



[ DOI: 10.29252/ijcm.26.2.455 ]

[12] Tanha A., *"Petrogenesis of NeogeneIgneous rocks, North of Anbarabad (Meshkan)"*, M.Sc thesis, Earth science faculty, Shahrood University of Technology (2009).162p (In Persian).

[13] Ghasemi H., Sadeghian M., Khanalizadeh A., Tanha A., "*Petrology, geochemistry and radiometric ages of high silica adakitic domes of neogene continental arc, south of Quchan*" Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy18(3), (2010) 347-370. (In Persian with English abstract).

[14] Shabanian E., Acocella V., Gioncada A., Ghasemi H., Bellier, O., *"Structural control on volcanism in intraplate post collisional settings: late Cenozoic to Quaternary examples of Iran and eastern Turkey"*, Tectonics 31(2012) 3013-3042.

[15] Jamshidi Kh., Ghasemi H., Sadeghian M., "*Petrology and geochemistry of the Sabzevar post-ophiolitic high silica adakitic rocks*" Scientific Quarterly Journal of University of Isfahan, Iran, Petrology 5(17)(2014) , pp 51-68. (In Persian).

[16] Jamshidi Kh., Ghasemi H., Miao L., *"U-Pb age dating and determination of source region composition of post-ophiolite adakitic domes of Sabzevar*" Petrology 6(23) (2015b), pp 121-138. Scientific Quarterly Journal of University of Isfahan, Iran. (In Persian with English abstract).

[17] Rossetti F., Nasrabady M., Theye T., Gerdes A., Monié P., Lucci F., Vignaroli G., *"Adakite differentiation and emplacement in a subduction channel: The late Paleocene Sabzevar magmatism (NE Iran)"*, Geol. Soc. Am. Bull 126 (2014) 317-343.

[18] Jamshidi Kh., Ghasemi H., Troll V.R., Sadeghian M., Dahren B., *"Magma storage and plumbing of adakite-type post-ophiolite intrusions in the Sabzevar ophiolitic zone, NE Iran"*, Journal of Solid Earth 6 (2015) 49-72.

[19] Shafaii Moghadam H., Rossetti F., Lucci F., Chiaradia M., Gerdes A., Martinez M.L., Ghasem Gh., Nasrabady M., *"The calc–alkaline and adakitic volcanism of the Sabzevar structural zone (NE Iran): Implications for the Eocene magmatic*

[3] Maury R., Sajona F.G., Pubellier M., Bellon H., Defant M.J., *"Fusion de la croûte océanique dans les zones de subduction/collision récentes: l'exemple de Mindanao (Philippines)"*, Bulletin De La Societe Geologique De France 167(1996) 579–595.

[4] Defant M.J., Kepezhinskas P., "*Evidence suggests slab melting in arc magmas"*, EOS, T. Am. Geophys. Union 82 (2001) 62-70.

[5] Benoit M., Aguillón-Robles A., Calmus T., Maury R.C., Bellon H., Cotten J., Bourgois J., Michaud F., *"Geochemical diversity of Late Miocene volcanism in southern Baja California, Mexico: Implication of mantle and crustal sources during the opening of an asthenospheric window"*, The Journal of Geology, 110 (2002) 627–648.

[6] Martin H., Smithies R.H., Rapp R., Moyen J.F., Champion D., *"An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution"*, Lithos 79 (2005) 1-24.

[7] Richards J., Kerrich R.,*"Adakite-like rocks: their diverse origins and questionable role in metallogenesis"*, Economic Geology 102 (2007) 1–40.

[8] Castillo P.R., *"Adakite petrogenesis"*, Lithos 134 (2012) 304-316.

[9] Jahangiri A., *"Post-collisional Miocene adakitic volcanism in NW Iran: Geochemical and geodynamic implications"*, J. Asian Earth Sci 30 (2007) 433-447.

[10] Omrani J., Agard P., Witechurch H., Benoit M., Prouteau G., Jolivet L., *"Arc magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: a new report of adakites and geodynamic consequences"*, Lithos 106 (2008) 380-398.

[11] Salehnezhad H., *"Petrology and geochemistry of subvolcanic domes of Bashtin(southwest of Sabzevar)"*, M.Sc thesis, Earth science faculty, Shahrood University of Technology (2008).153p(In Persian).

239-253. Scientific Quarterly Journal of Geological Survey of Iran. (In Persian)..

[28] Ghasemi H., Sarizan R., Taheri Z., *"Source properties and tectonic setting of the basic magmatism in the Lower Red Formation, north of Garmsar"*. Petrology 7(27) (2016) , pp 105-124. (In Persian).

[29] Yang Y., Heng, Zhang H.F., Chu Z.Y., Xie L.W., Wu F.Y., *"Combined chemical separation of Lu, Hf, Rb, Sr, Sm and Nd from a single rock digest and precise and accurate isotope determinations of Lu-Hf, Rb-Sr and Sm-Nd isotope systems using multi-collector ICP-MS and TIMS"*, International Journal of Mass Spectrometry 290 (2010) 120-126.

[30] Li C.F, Li X.H., Li Q.L., G. J. H., Li, X.H., Yang, Y.H., *" Rapid and precise determination of Sr and Nd isotopic ratios in geological samples from the same filament loading by thermal ionization mass spectrometry employing a single-step separation scheme"*, Analytica Chimica Acta 727 (2012) 54-60.

[31] Gehrels G.E., Valencia V., Ruiz J., *"Enhanced precision, accuracy, efficiency, and spatial resolution of U-Pb ages by laser ablation-multicollector-inductively coupled plasma-mass spectrometry"* Geochemistry, Geophysics, Geosystems 9 (2008) 1-13.

[32] Middlemost E.A., *"Magmas and magmatic rocks: An introduction to igneous petrology"*, Longman (1986) 266p.

[33] Rutherford M.J., Devine A.D., *"Magmatic conditions and magma ascent as indicated by Hornblende Phase Equilibria and Reactions in the 1995–2002 Soufrière Hills Magma"*, Journal of Petrology 44 (2003) 1433-1453.

[34] Kirkpatrichk R.G., *"Nucleation and growth of plagioclase, Makaopuhe and Alane lava lakes Kilauea volcano, Hawaii"*, Geological Society of America Bulletin 88 (1977) 78-84.

*flare–up in Central Iran"*, Lithos 248-251 (2016) 512-535.

[20] Yousefi F., Sadeghian M., Wanhainen C., Ghasemi H., Frei D., *"Geochemistry, petrogenesis and tectonic setting of middle Eocene hypabyssal rocks of the Torud–Ahmad Abad magmatic belt: An implication for evolution of the northern branch of Neo-Tethys Ocean in Iran"*, Journal of Geochemical Exploration 178 (2017) 1–15.

[21] Spies O., Lensch G., Mihem A., *"Geochemistry of the post-ophiolitic Tertiary volcanics between Sabzevar and Quchan (NE Iran)"*, Geological Survey of Iran, Report 51 (1983) 247-266.

[22] Bauman A., Spies O., Lensch G., *"Strantium isotopic composition of post-ophiolithic tertiary volcanics between kashmar, sabzevar and Quchan NE Iran Geodynamic project (geotraverse) in Iran"*, Final report. Geo. Suv. of Iran, Report no.51 (1983).

[23] Gardideh S., Ghasemi H., Sadeghian M, *"Geochemistry and determination of source region composition of Neogene adakitic domes (Quchan-Esfarayen magmatic belt)"* 24th Symposium of Crystallography and Mineralogy of Iran, Shahrood University of Technology(2017), 235-329.

[24] Radfar G., *"Geological map of Safiabad, scale 1:100 000"* Geological survey and mineral exploration of Iran(2001).

[25] Amini B., Khan-Nazer N.H., *"Geological map of Meshkan, scale 1:100 000"* Geological survey and mineral exploration of Iran (2000).

[26] Ghasemi H., Barahmand M., Sadeghan M., *"The Oligocene basaltic lavas of east and southeast of Shahroud: Implication for back-arc basin setting of Central Iran Oligo-Miocene basin"* Petrology 2(7) (2011) pp 77-94. (In Persian).

[27] Ghasemi H., Rostami M., Sadeghian M., Kadkhodaye F., *"Back- arc extensional magmatism in the Oligo-Miocene basin of the Central Iran"*, GEOSCIENCES 25(99)(2016),

[45] Hawkesworth C. J., Gallagher K., Hergt J. M., *Mantle and slab contributions in arc magmas"*. Annual Review of Earth and Planetary Science 21(1993) 175-204.

[46] Gill J. B., "Orogenic andesites and plate tectonics", Springer Verlag (1981) Berlin.

[47] Ionov D.A., Ahmadi A., Eleonora B., Sandro C., Ghaderi M., *"Nb-Ta-rich mantle amphiboles and micas implications for subduction-related metasomatic trace element fractionations"*, Earth and Planetary Science Letters 131 (1995) 341-356.

[48] Stalder R., Foley S.F., Brey G.P., Horn I., *"Mineral-aqueous fluid partitioning of trace - Elements at 900-1200 ºc and 3-5.7 GPA: new experimental data for garnet, clinopyroxene, and rutile, and implications for mantle metasomatism"*, Geochimica et Cosmochimica Acta 62 (1998) 1781-1801.

[49] Ayers J.C., *"Trace element modeling for aqueous fluid-peridotite inter action in the wedge of subduction zones"*, Contributions to Mineralogy and Petrology 132 (1998) 390-404.

[50] Rollinson H.R., *"Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation"*, John Wiley and Sons, New York (1993).

[51] Hoskin P.W.O., Black L.P., *"Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon"*, Journal of Metamorphic Geology 18 (2000) 423-439.

[52] Defant M.J., Jackson T.E., Drummond M.S., de Boer J.Z., Bellon H., Feigenson M.D., Maury R.C., Stewart R.H., *The geochemistry of young volcanism throughout western Panama and southeastern Costa Rica: an overview"*, Journal of the Geological Society 149 (1992) 569–579.

[53] Eyuboglu Y., Chung S.L., Santosh M., Dudas F.O., Akaryalı E., *Transition from shoshonitic to adakitic magmatism in the eastern Pontides, NE Turkey: Implications for slab window melting"*, Gondwana Research 19 (2011) 413-429.

[35] Baker D.R., *"Granitic melt viscosity and dike formation"*, Journal of Structural Geology 20 (1998) 1395-1404.

[36] Foley F., Norman J., Pearson N.J., Rushmer T., Turner S., Adam J., *"Magmatic evolution and magma mixing of Quaternary adakites at Solander and little Solander Islands,New Zealand"*, Journal of Petrology 54 (2013) 1-42.

[37] Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B., *"A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram"*, Journal of Petrology 27 (1986) 745-750.

[38] Peccerillo A., Taylor S.R., *"Geochemistry of Eocene calcalkaline volcanic rocksfrom the Kastamonu area, Northern Turkey "*, Contribution to Mineralogy & petrology 58 (1976) 63-81.

[39] Irvine T.N., Baragar W.R.A., *"A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks"*, Can. J. Earth Sci., 8 (1971) 523–548.

[40] Maniar P.D., Piccoli P.M., 1989, *"Tectonic discrimination of granitoids"*. Geol. Soc. Am. Bull 101 (1989) 635–643.

[41] Juteau T., Maury R., *"Geologie de la crouteoceanique, petrologie et dynamique endogens"*, Masson, Paris (1997).

[42] Castillo P.R., *"An overview of adakite petrogenesis"*, Chinese Science Bulletin, 51 (2006) 257-268.

[43] Sun S.S., McDonough W.F.,*"Chemical and isotopic systematics of oceanic of basalts: implication for mantle composition and processes, in: Magmatism in oceanic basins"*, edited by: Saunders A. D. and Norry M. J., Geol. Soc. London 42 (1989) 313-345.

[44] Nakamura M., Shimakita S., *"Dissolution origin and syn-entrapment compositional chang of melt inclusion in plagioclase"*, Earth andP Planetary Science Letters 161 (1974) 119-133.



[ DOI: 10.29252/ijcm.26.2.455 ]

[54] Defant M.J., Richerson M., De Boer J.Z., Strwart R.H., Maury R.C., Bellon H., Drummond M.S., Jackson T.E., *Dacite genesis via both slab melting and differentiation: petrogenesis of La Yeguada volcanic complex, Panama*", Journal of Petrology 32 (1991) 1101-1142.

[55] Drummond M.S., Defant M.J., "*A model for trondhjemite–tonalite–dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archaean to modern comparisons*", Journal of Geophysical Research 95 (1990) 21503–21521.

[56] Atherton M.P., Petford N., "*Generation of sodium-rich magma from newly underplated basaltic crust*", Nature 362 (1993) 144-146.

[57] Wang Q., McDermott F., Xu J.F., Bellon H., Zhu Y.T., "*Cenozoic K-rich adakitic volcanic rocks in the Hohxil area, northern Tibet: lower-crustal melting in an intracontinental setting*", Geology 33 (2005) 465-468.

[58] Xu J.F., Shinjio R., Defant M.J., Wang Q., Rapp R.P., "*Origin of Mesozoic adakitic intrusive rocks in the Ningzhen area of east China: partial melting of delaminated lower continental crust*", Geology 12 (2002)1111-1114.

[59] Zhu A.C., Zhao Z.D., Pan G.T., Lee H.Y., Kang Z.Q., Liao Z.L., Wang L.Q., Li G.M., Dong G.C., Liu B., "*Early cretaceous subduction-related adakite-like rocks of the Gangdese Belt, southern Tibet: Products of slab melting and subsequent melt-peridotite interaction*", J. Asian Earth Science 34 (2009) 298-309.

[60] Garrison J.M., Davidson J.P., "*Dubious case for slab melting in the Northern volcanic zone of the Andes*", Geology 31 (2003) 565-568.

[61] Macpherson C.G., Dreher S.T., Thirlwall M.F., "*Adakites without slab melting: High pressure differentiation of island arc magma, Mindanao, the Philippines*", Earth Planet. Sci. Letter 243 (2006) 581-593.

[62] Grove T.L., Baker M.B., Price R.C., Parman S.W., Elkin-Tanton L.T., Chatterjee N., Müntener O., "*Magnesian andesite and dacite lavas from Mt. Shasta, northern California: products of fractional crystallization of H2O-rich mantle melts*", Contrib. Mineral. Petrol 148 (2005) 542-565.

[63] Rapp R.P., Shimizu N., Norman M.D., "*Growth of early continental crust by partial melting of eclogite*", Nature 425 (2003) 605-609.

[64] Condie K.C., "*TTGs and adakites: are they both slab melts*", Lithos 80 (2005) 33-44.

[65] Davidson J., Turner S., Handley H., Mcpherson C., Dosseto A., "*Amphibole "sponge" in arc crust,* Geology", Geology 35 (2007) 787–790.

[66] Wang Q., Wyman D.A., Xu J.F., Wan Y.S., Li C.F., Zi F., Jiang Z.Q., Qiu H.N., Chu Z.Y., Zhao Z.H., Dong Y.H., *Triassic Nb-enriched basalts, magnesian andesites, and adakites of the Qiangtang terrane (Central Tibet): evidence for metasomatism by slab-derived melts in the mantle wedge*", Contributions to Mineralogy and Petrology 155 (2008) 473-490.

[67] Nebel O., Münker C., Nebel-Jacobsen Y.J., Kleine T., Mezger K., Mortimer, N., "*Hf-Nd-Pb isotope evidence from Permian arc rocks for the long-term presence of the Indian-pacific mantle boundary in the SW pacific*", Earth and Planetary Science Letters 254 (2007) 377-392.

[68] Woodhead J.D., Hergt J.M., Davidson J.P., Eggins S.M., "*Hafnium isotope evidence for conservative element mobility during subduction zone processes*", Earth and Planetary Science Letters 192 (2001) 331-346.

[69] Esperanca S., Crisci M., de Rosa R., Mazzuli R., *The role of the crust in the magmatic evolution of the island Lipari (Aeolian Islands. Italy)*", Contributions to Mineralogy and Petrology 112 (1992) 450-462.



[ DOI: 10.29252/ijcm.26.2.455 ]

[70] Ghorbani M.M., Hofmann A.W., "*Sr isotopic ratios of two magmatic series unraveling the role of crustal contamination in NW Firoozeh , NE Iran*", Earth and Planetary Science 13 (2015) 287-290.

[71] Eyuboglu Y., Santosh M., Yi K., Bektaş O., Kwon S., "*Discovery of Miocene adakitic dacite from the Eastern Pontides Belt (NE Turkey) and a revised geodynamic model for the late Cenozoic evolution of the Eastern Mediterranean region*", Lithos 146-147 (2012) 218-232.

[72] Van Hunen J., Allen M.B., "*Continental collision and slab break-off: A comparison of 3-D numerical models with observations*", Earth and Planetary Science Letters 302 (2011) 27-37.

[73] Von Blanckenburg F., Davies J.H., "*Slab breakoff, a model for syncollisional magmatism and tectonics in the Alps*", Tectonics 14 (1995) 120–131.

[74] Dehnavi A., "*Petrology and geochemistry of Tertiary volcanic rocks, Northwest of Neyshabur*", M.Sc thesis, Science faculty, Tarbiat Modares University (1999).66p (In Persian).